

LEHRBUCH DER GEOLOGIE

I. TEIL

ALLGEMEINE GEOLOGIE

ZWEITE UND DRITTE ERWEITERTE AUFLAGE

von

PROFESSOR DR. F. X. SCHAFFER

LEITER DER GEOLOGISCH-PALÄONTOLOGISCHEN ABTEILUNG
DES NATURHISTORISCHEN MUSEUMS IN WIEN

MIT 1 TAFEL IN FARBENDRUCK UND 481 ABBILDUNGEN IM TEXT

LEIPZIG UND WIEN

F R A N Z D E U T I C K E

1922



LAVASEE HALEMA'UMAU AUF HAWAII
NACH EINEM GEMÄLDE VON C. FURNEAUX (AUS W. T. BRIGHAM)

Alle Rechte vorbehalten
Copyright 1922 by Franz Deuticke

Verlags-Nr. 2704

Druck- und Verlagshaus Karl Prochaska in Ö.-Teschen

ICH WIDME DIESES BUCH

THEODOR FUCHS,

DER MICH DIE UNBEFANGENE NATURBETRACHTUNG ALS EIN-
ZIGE QUELLE NATURWISSENSCHAFTLICHER FORSCHUNG LEHRTE.

F. X. SCHAFFER

Vorwort zur ersten Auflage

Von verschiedenen Seiten ist schon die Aufforderung an mich gerichtet worden, ein Lehrbuch der Geologie zu schreiben. Der Gedanke begann aber erst Gestalt anzunehmen, als ich den Plan einer geologisch-terminologischen Schausammlung ausarbeitete, die an der Hand ausgewählter Objekte, von Modellen, Bildern und graphischen Darstellungen das Wirken der Kräfte erläutern soll, die das heutige Relief der Erdoberfläche geschaffen haben. Der kurzgefaßte Arbeitsplan, der als Führer für diese Lehrsammlung dienen wird, gab die Leitlinien für die weiteren Ausführungen dieses Buches. Es soll für Studierende der Hochschulen und für jeden Freund der Naturwissenschaften eine Übersicht über den Stand der Forschung geben, mit ihren Arbeitsmethoden vertraut machen und anregen, selbst weiter zu beobachten und zu erkennen. Diesen Absichten ist die Darstellung angepaßt. Sie soll unsere Wissenschaft nicht als etwas Fertiges hinstellen, im Gegen teil auf die vielen ungelösten Fragen hinweisen und mehr die Mangelhaftigkeit unseres Wissens beleuchten, als eine nur zu oft geäußerte selbstgefällige Befriedigung aussprechen. Sie soll den Studierenden vor kein Dogma stellen, denn nichts ist gefährlicher als Propheten- und Unfehlbarkeitsglaube. Sie soll vor den Methoden warnen, die eine moderne Richtung anwendet, die die Natur in am Schreibtische ausgeklußte Normen pressen will und die gerade so gefährlich ist wie jede andere nicht vorurteilslose Forschung. Es gibt nur eine Lehrmeisterin, der wir lauschen müssen, die Natur.

Als besonders berücksichtigenswert schien mir eine einheitliche logische Anordnung und Durcharbeitung des Stoffes, die alles Überflüssige vermeidet und ohne unnötige Wiederholungen in Kürze leichtfaßlich das Verständnis unserer Wissenschaft vermittelt, was meines Erachtens meist nicht gentigend beherzigt wird.

Dem Zwecke des Buches entsprechend sind nur geringe Vorkenntnisse in den Hilfsdisziplinen vorausgesetzt. Was davon andere Lehrbücher der Geologie in gedrängter Kürze bringen, ist bei dem heutigen Stande dieser

Wissenschaften so unzureichend, daß es nicht den Gebrauch besonderer Lehrbücher erübrigt. Außer der in der Einführung gegebenen Zusammenstellung wichtiger zusammenfassender Werke ist auf weitere Literaturangaben verzichtet worden, die unverhältnismäßig viel Raum beanspruchen, wenn sie auch nur einigermaßen vollständig sein sollen. Der Mehrzahl der Leser stehen diese zahlreichen Arbeiten wohl kaum zur Verfügung und wer sich in bestimmte Fragen einarbeiten will, muß doch auf Referierorgane zurückgreifen.

Die reiche Ausstattung des Buches mit Abbildungen ist nur dadurch möglich gewesen, daß mir die Sammlungen der Geologisch-paläontologischen Abteilung des K. K. Naturhistorischen Hofmuseums zur Verfügung stehen, aus denen zahlreiche Schaustücke und Photographien wiedergegeben worden sind. Mein Dank gebührt allen jenen, die mir die Erlaubnis zur Veröffentlichung ihrer Originalaufnahmen gegeben haben. Vor allem gedenke ich dankbar der treuen Mithilfe, die mir Fräulein Lotte Adametz bei der Fertigstellung dieses Buches geleistet hat, deren Hand bei seiner Ausstattung mit den zahlreichen Zeichnungen und photographischen Aufnahmen von Objekten und bei der Drucklegung verbessernd allenthalben sichtbar eingegriffen hat.

Hall i. T., im Dezember 1915

F. X. Schaffer

Vorwort zur zweiten und dritten erweiterten Auflage

Dieses Buch hat einen unerwartet großen Erfolg dadurch errungen, daß seine Neuauflage schon nach vier Jahren notwendig geworden ist. Sein Neuerscheinen ist aber infolge der Schwierigkeit der Drucklegung in gleicher oder ähnlich vorzüglicher Ausstattung so lang hinausgeschoben worden.

Die freundliche Aufnahme, die das Werk gefunden hat und die sich auch besonders darin ausdrückt, daß die Königliche Ungarische Naturwissenschaftliche Gesellschaft es nach einer durch eine Fachkommission getroffenen Wahl in ungarischer Sprache erscheinen ließ,¹⁾ hat die Gesichtspunkte als richtig anerkannt, die dafür grundlegend gewesen sind: geringer Umfang bei möglichst vollständiger Behandlung des Stoffes, leichte Lesbarkeit und tunlichste Vermeidung der Voraussetzung fachlicher Kenntnisse.

Diese Tatsache scheint mir mehr als jedes andere Urteil dafür maßgebend zu sein, daß meine Methode der Darstellung für eine Einführung in unsere Wissenschaft richtig gewählt war. Bekanntlich ist die Überzahl der Fachwerke ähnlicher Richtung für das Verständnis des Anfängers zu schwer und für den Laien in der Darstellung unlesbar. Vorgesetzte Fachleute bedürfen aber kaum eines Lehrbuches und als Nachschlagewerke dienen vortreffliche vorhandene. Die Darstellung soll die Auffassung möglichst erleichtern und nicht mit einem Wuste unbedeutender Einzelheiten die großen Züge verwischen, die doch allein im Gedächtnisse haften. Die gründliche Durcharbeitung des ganzen Stoffes muß sie wie aus einem Gusse erscheinen lassen und vermeiden, daß die mühselige Zusammentragung der vielen Erfahrungen die Schere erkennen läßt. Der Umfang der einzelnen Abschnitte ist nicht geändert worden. Ich halte es für richtig, solche ausführlicher zu behandeln, die in den üblichen Vorlesungen weniger berücksichtigt werden und andere

¹⁾ Dr. Schaffer, X. Ferencz, Általános geológia. Fordította: Pappné Dr. Balogh Margit, az eredetivel összehasonlította, kiegészítette és függelékkel ellátta: Dr. Papp Károly, Budapest 1919.

VIII

zu kürzen, die dort eingehende Darstellung erfahren und nur an vielen Beispielen erläutert werden können, für deren Erörterung sich später Gelegenheit bieten wird.

In Besprechungen ist an diesem Buche abfällig beurteilt worden, daß die zahlreichen Maßangaben in so verschiedenen Einheiten und nicht einheitlich auf das metrische Maß umgerechnet gegeben werden. Dies ist mit Absicht geschehen. Es wurden stets die Originalangaben berücksichtigt und solang sich das Ausland nicht an das metrische Maß hält, muß jeder Fachmann, der Originalwerke studiert, sich an die verschiedenen Maße gewöhnen und eine solche Übung ist didaktisch richtiger.

Die beanständete Unzahl auch oft seltener Fachausdrücke ist ebenso mit Absicht gebracht worden, um jedem Freunde unserer Wissenschaft etwa vor kommende termini technici zu erklären. Dies soll gerade ein Vorteil gegenüber kleineren Lehrbüchern sein, den sonst nur umfangreiche Werke bieten.

Die Veränderungen, die sich im Texte mannigfach finden, haben manches verbessert und den Fortschritt der Erkenntnis berücksichtigt. Das illustrative Material ist fast dasselbe geblieben.

Fräulein Lotte Adametz gebührt wie bei jeder meiner Veröffentlichungen für ihre Mühewaltung bei der Drucklegung dieser Auflage mein aufrichtigster Dank.

Velké Pavlovice, September 1921

F. X. Schaffer

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Was ist Geologie	1	Geologische Literatur	4

I. Die Erde und ihre Kraftquellen

Der Werdegang der Erde	5	Die Kraftquellen der Erde	19
Gestalt, Größe, Oberfläche der Erde	8	Magnetismus	23
Dichte der Erde	10	Radioaktive Vorgänge	24
Erdwärme	13	Meteoriten	24
Erdinneres	17		

II. Das Wirken der Kräfte des Erdinnern

A. Die vulkanischen Erscheinungen	36	B. Die Störungen der Erdrinde . .	104
Die vulkanischen Erscheinungen der Tiefe	36	Die Grundlagen der Tektonik	104
Die vulkanischen Erscheinungen der Erdoberfläche	47	Bewegungen der Strandlinie	106
Eruptionszentren	49	Störungen der Erdrinde	
Vulkanische Produkte	52	durch Brüche	111
Die Typen vulkanischer Ausbruchstätigkeit	64	Störungen der Erdrinde	
a) Das Maar	64	durch Faltung	124
b) Der Peläische Typus . .	68	Deutung der Störungen der	
c) Der Vulcanianische Typus	75	Erdrinde	131
d) Der Strombolianische Typus	86	Gehobene Gebirge	142
e) Der Hawaïische Typus . .	87	C. Erdbeben	148
f) Deckenergüsse	95	Einteilung der Erdbeben . .	149
Einteilung der Vulkane	96	Erdbebenherd, Bebenwellen,	
Submarine Ausbrüche	97	Schüttergebiete, Erdbeben-	
Abtragung der Vulkanberge . .	98	linien	151
Der Vulkanismus im Haushalte der Erde	102	Intensität der Beben	160
		Wirkungen der Erdbeben	
		auf der Erdoberfläche . .	162
		Seebenen	175
		Erdbebenmessung	178
		Erdbebenbeobachtung . . .	182
		Schlagende Wetter	183

III. Das Wirken der Kräfte der Erdoberfläche

A. Die Verwitterung	184	Chemische Verwitterung . .	194
Physikalische Verwitterung	185	Organische Verwitterung .	207

	Seite		Seite
B. Die Abtragung	212	C. Bildung der Absatzgesteine	349
1. Bewegung loser Massen infolge der Schwere	212	Natur und Einteilung der Absatzgesteine	349
2. Transport durch die Tierwelt	218	Präzipitatgesteine	352
3. Tätigkeit des Wassers	218	Chemische Ablagerungen aus stehendem Wasser	352
Das Wasser im Haushalte der Erde	218	Chemische Ablagerungen aus fließendem Wasser	357
Transport durch fließendes Wasser	222	Biotite	368
Korrasion des fließenden Wassers	238	Kohle	368
Wiederbelebung der Erosion	250	Erdgas	375
Die fluviatile Abtragung als Massenverschiebung	256	Bitume	377
Das Grundwasser	257	Phosphor, Schwefel, Eisen, Kieselsäure	380
Karstwässer	262	Kalk	382
Quellen	271	Sedimente	387
Das Meer	282	Terrestre Sedimente	389
Seen	290	Fluviale Sedimentation	394
4. Tätigkeit des Eises	293	Lakustre (limnische) Sedimente	397
Der Schnee	293	Marine Sedimentation	401
Gletscher, ihre Natur, Einteilung und Bewegung	295	Die Fazies	405
Arbeit der Gletscher	302	Die Diagenese	407
Gletschertypen	309	Die Metamorphose	415
Das Inlandeis	311	Sedimente der Vorzeit	417
Die Gletscherlandschaft	314	D. Der Fossilisationsprozeß	422
Wassereis, Steineis	322	Was ist Fossil?	422
Höhleneis	324	Die Erhaltung organischer Substanzen	424
Die Eiszeit	326	Echte Versteinerungen	427
5. Tätigkeit der Luft	327	Wirbeltiere	427
Die Deflation in der Wüste	327	Niedere Tiere	440
Fluß- und Küstendünen	338	Primäre und sekundäre Lagerstätte	453
Äolische Korrasion	342	Massenhaftes Vorkommen von fossilen Tieren	454
6. Abtragung und Relief	346	Fossile Pflanzen	468
IV. Das Zusammenwirken der endogenen Kräfte am Bilde der Erdoberfläche			
Theorien der Gebirgsbildung	475	Der Vulkanismus der Vergangenheit und Gegenwart	484
Verteilung der Erdbeben auf der Erdoberfläche	482	Erklärung der Fremdwörter	489
Sachverzeichnis			
			496

Was ist Geologie?

Die jüngste der Naturwissenschaften ist die Geologie. Nicht viel mehr als hundert Jahre ist es her, daß sie aus einer Liebhaberei ein Studium geworden ist, daß sich ihre Raritäten- und Kuriositätenkabinette zu Museen entwickelt haben. Vor nicht mehr als einhundertdreißig Jahren hat Gottlob Abraham Werner zum erstenmal von der Lehrkanzel der Bergakademie in Freiberg „Geognosie“ gelehrt — der von de Luc schon vorher angewandte Name „Geologie“ kam erst später zu Ehren — und in der kurzen Spanne Zeit hat sich die junge Wissenschaft zu einer weitverzweigten Disziplin ausgebildet, die eine hervorragende Bedeutung für die Allgemeinheit besitzt und tiefer als jede andere in die Lebensfunktionen des modernen Staates auf dem Gebiete von Hydrographie, Hygiene, Bergbau, Ackerbau, Ingenieurwissenschaften usw. eingreift.

Es ist sehr merkwürdig und vielleicht gerade natürlich, daß sich die Geologie so spät als letzte der Naturwissenschaften entwickelt hat, um dann freilich in einem beispiellosen Siegeszug unserer Kenntnis von der Natur die Krone aufzusetzen.

Seit fernen Zeiten des Menschengeschlechtes haben Astronomie, Physik und Chemie die Geister beschäftigt und sind frühzeitig in einigen Grundzügen zu einer exakten Lehre ausgestaltet worden, Zoologie, Botanik und Mineralogie konnten als Wissenschaften gelehrt werden, aber zwischen beiden methodischen Einheiten klappte unüberbrückbar der Gegensatz der Grundlagen ihrer Forschung, die sich bei der einen auf Rechnung und Experiment, bei der anderen auf Beobachtung stützt. Man könnte sie die außerirdischen und die irdischen Naturwissenschaften nennen. Astronomie, Physik und Chemie sind mit ihren Gesetzen unabhängig von der Erde, sie haben das Weltall zu ihrer Wirkungssphäre, unbekümmert um den kleinen Planeten, der für uns die Welt bedeutet und der eigentlich nur ein, man kann wohl sagen, ganz zufälliges Produkt ihrer überirdischen Naturgesetze ist. Chemische Vorgänge, physikalische Kraftäußerungen und astronomische Regeln sind unabhängig von dem Stäubchen Erde, das sie ja selbst gebildet, an seinen Platz gestellt und dem sie seine Rolle im Leben der Gesamtwelt zugeteilt haben.

Aus der Unendlichkeit führt uns dies zur Beschränktheit des Raumes, aus dem Überirdischen zur Erde und damit knüpft die Geologie an diese Wissen-

Anmerkung: Die wichtigsten fremdsprachigen Fachausdrücke sind im Anhange erläutert.

schaften des Weltschöpfenden an. Sie lehrt uns die Geschichte und den gegenwärtigen Zustand unseres Planeten als Himmelskörper und als unsere Welt kennen. Und was die Erde hervorbringt, was auf ihr wächst, gedeiht und lebt, das ist das Arbeitsfeld für die irdischen Naturwissenschaften, die mit der Geologie in gleich engem Zusammenhange stehen, da die Wechselbeziehungen zwischen organischem Leben — fast möchte man Kristallindividuen, wie schon der Name sagt, auch dazu rechnen — und dem Baue der Erdrinde die denkbar engsten sind. Die Geologie gibt diesen Disziplinen ihren Wirkungskreis, sie schafft ihnen erst die Grundlage, auf der sie fußen.

Wie die außerirdischen Naturgesetze in der Erde erst Körperlichkeit für menschliche Erkenntnis gewinnen, die Geologie also ihre Nutzanwendung auf den konkreten Fall darstellt, so ist sie wieder der Boden für die beschreibenden Naturwissenschaften. Sie verknüpft beide, indem sie beide stützt und wiederum von beiden getragen wird. Sie ist die Grundmauer und der First des stolzen Baues unseres Naturerkennens auf der breitesten Basis. Mannigfach sind daher auch ihre Beziehungen zu den anderen Wissenschaften, ihren Hilfen und die Richtung ihrer Arbeit. Astronomie und Astrophysik lehren uns die Stellung der Erde im Weltsysteme kennen, geben uns Aufschlüsse über ihre erste Entwicklung als selbständiger Himmelskörper und über die außerirdischen Einflüsse, denen sie unterworfen ist, durch Vergleich mit anderen Gliedern des Kosmos (kosmische, vergleichende Geologie). Als physische Geologie (Geophysik) bezeichnet man die durch Mathematik und Physik gestützte Lehre von den Grundzügen der Natur unseres Planeten, seiner Größe, Gestalt, Dichte, Temperatur, von den Eigenschaften des Wassers und der Luft, den GrundrisSEN der Oberflächenformen usw. Physik und Chemie zeigen uns die Kräfte, die der Erde eigen sind (dynamische Geologie) und ermöglichen es, deren Wirken im Versuche zu beobachten (experimentelle Geologie). Auf ihnen beruht die Erkenntnis des Baues der Erdkruste, das Feld der Geotektonik und die ursächliche Erklärung der Oberflächenformen (Geomorphologie, Geomorphogenie), die eine der Grundlagen der geographischen Forschung ist. Die Mineralogie hat die Petrographie, die Gesteinsbeschreibung, im Dienste der Geologie gezeitigt, die Zoologie, die Botanik und die Biologie sind als Paläontologie und Entwicklungslehre (Phylogenie) wertvolle Stützen und mit der Erforschung der Bildung der Absatzgesteine die Grundlagen der Stratigraphie, der Lehre von den Schichtgesteinen in Hinsicht der darin auftretenden Fossilreste, auf der sich die historische Geologie, die Geschichte der Erde und der organischen Welt, aufbaut, das Endziel der geologischen Forschung. Mit ihren Kindern, der Paläogeographie und Paläoklimatologie, eröffnet uns diese aus der Betrachtung der heutigen Naturvorgänge einen umfassenden Rückblick in die graue Vergangenheit. Geologie im weitesten Sinne ist also die Lehre vom Aufbaue der Erdfeste.

Verschieden wie die Disziplinen, die sie verbindet, sind auch die Forschungsmethoden, die der Geologie dienen. Sie muß gegebene Tatsachen und Gesetze zu erklären suchen und aus der Fülle von Beobachtungen das Verständnis des Gesetzes ableiten, sie muß induktiv und deduktiv arbeiten,

im Experimente Aufklärung suchen und den Weg der Rechnung betreten, sie muß schließen und mit kühnem Zuge hypothetische Brücken bauen, wo der Boden unter ihren Füßen noch kein festgefügtes Quaderwerk sicherer Folgerungen zu tragen vermag, aber immer muß sie die Natur beobachten. Diese ist die einzige Lehrmeisterin und liefert auch die beste Lehrmethode, indem sie ein Riesenlaboratorium darstellt, in dem wir freilich nur in meßbar kleiner Zeitdauer fast alle die Vorgänge beobachten können, die Licht zur Deutung offener Fragen liefern. Das Endergebnis des Wirkens all ihrer Kräfte in den für uns unmeßbar langen Zeitläufen sehen wir in dem Bilde, das uns heute die Erdoberfläche zeigt und das zu verstehen wir uns bemühen. Aus den Vorgängen der Gegenwart die Spuren der Vergangenheit erklären, ist Aufgabe der ontologischen Methode.

Alle Erscheinungen, die je auf der Erde Platz gegriffen haben, nehmen, freilich oft in ihrer Stärke verändert, ihren Fortgang, es wirken dieselben Kräfte wie einst und wir haben nur mit einem Faktor zu rechnen, der über unseren Begriffen liegt, das ist die unermeßlich lange Zeit, deren Wirkung immer mehr geschätzt wird. Dies drückt sich in den immer größeren Zeitmaßen aus, die man mit dem Fortschritte der Erkenntnis den verschiedenen Vorgängen zuschreibt und die sich immer mehr der Ewigkeit nähern, für die uns der Maßstab fehlt.

Geologische Literatur

Allgemeine Werke über Geologie:

- A. von Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie, München und Leipzig 1899.
E. Suess, Das Antlitz der Erde, I—III, Wien-Leipzig 1886—1909.
M. Neumayr (V. Uhlig), Erdgeschichte, Leipzig 1895.
E. Kayser, Lehrbuch der Geologie, V. Aufl., Stuttgart 1913—1918.
K. Keilhack, Lehrbuch der praktischen Geologie, 4. Aufl., Stuttgart 1921.
E. Reyer, Theoretische Geologie, Stuttgart 1888.
J. Walther, Geschichte der Erde und des Lebens, Leipzig 1908.
A. Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde, Leipzig 1911.
A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche, Stuttgart 1894.
F. Freih. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, Berlin 1886.
E. Dacqué, Grundlagen und Methoden der Paläogeographie, Jena 1915.
A. Geikie, Textbook of geology, London 1903.
E. Haug, Traité de géologie, Paris 1907.
A. de Lapparent, Traité de géologie, Paris 1906.
J. Dana, Manual of geology, New York 1895.
T. C. Chamberlin and R. D. Salisbury, Geology, New York 1906.
W. M. Davis, Die erklärende Beschreibung der Landformen. Deutsch von A. Rühl, Leipzig-Berlin 1912.
F. Frech, Allgemeine Geologie, 6 Bände. Aus Natur und Geisteswelt, 3. Aufl., 1914.
W. M. Davis und G. Braun, Grundzüge der Physiographie, 2. Aufl., Leipzig und Berlin 1915—1917.
Joh. Walther, Allgemeine Paläontologie, 1. und 2. Teil, Berlin 1919.
F. Machatschek, Geomorphologie. Aus Natur und Geisteswelt. 1919.

Zeitschriften:

- Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart, seit 1830. (Referate!)
Dazu seit 1900: Zentralblatt für Mineralogie usw.
Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin, seit 1848.
Jahrbuch und Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, seit 1850; seit 1920 Geologische Staatsanstalt.
Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin, seit 1880.
Zeitschrift für praktische Geologie, Berlin, seit 1893.
Geologisches Zentralblatt, herausgegeben von Keilhack, Berlin, seit 1901 (das beste Referierorgan).
Geologische Rundschau, Leipzig, seit 1910 (wichtige Sammelreferate).
Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, seit 1907.
Mitteilungen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, Lausanne, seit 1883.
Bollettino de la società geologica Italiana, Roma, seit 1882.
Bollettino del R. Comitato geologico d'Italia, zuerst Firenze, dann Roma, seit 1870. (Referate!)
Quarterly Journal of the geological society, London, seit 1845.
Geological Magazine, London, seit 1864.
Bulletin de la Société Géologique de France, Paris, seit 1830.
Journal of Geology, Chicago, seit 1893.
Bulletin of the Geological Society of America, New York, dann Rochester, seit 1890.

I. Die Erde und ihre Kraftquellen

Der Werdegang der Erde¹⁾

Die Geschichte der Erde fängt mit dem Zeitpunkte an, da sich von der zentralen Weltenmaterie unseres Sonnensystems, das sich damals wohl noch im Zustande eines Spiralnebels befand, ein Teil ablöste, um zuerst als eine formlose Masse eine selbständige Stellung unter einer Anzahl ähnlicher Gebilde, den Urformen der übrigen Planeten, einzunehmen. Durch Zusammenballen und Verdichtung hat sich daraus unsere Planetkugel entwickelt, die als leuchtender Stern von unvergleichlich viel größeren Dimensionen als heute, je nach der fortschreitenden Abkühlung ihr weißes, gelbes und rotes Licht in den Weltraum strahlte. Diese glühende Gasmasse scheint eine mehrmals größere Umdrehungsgeschwindigkeit besessen zu haben, d. h. der Erdentag war damals nur wenige Stunden lang. Sie hatte die Gestalt eines viel stärker abgeplatteten Rotationsellipsoids. In jener astralen Zeit der Erde löste sich wohl eine äquatorial gelegene Masse ab, die zuerst als unregelmäßiges Gebilde oder vielleicht als äquatorialer Ring, ähnlich dem des Saturn, um sie kreiste und sich zum Monde zusammenballte, der in den später glutflüssigen Massen überaus starke Gezeiten und dadurch eine Gezeitenbremsung verursachte, die die Umdrehungsgeschwindigkeit verringerte. Dadurch nahm auch die Abplattung ab, die Gestalt der Erde näherte sich mehr der Kugelform und gleichzeitig verringerte sich ihr Volumen durch Kontraktion infolge der Abkühlung.

Eine in letzter Zeit aufgetauchte Ansicht läßt den Mond als geschlossene Masse sich an der Stelle des pazifischen Ozeanbeckens ablösen, das als uralte Depression der Erdfeste gilt.

Lange Zeiträume mag die Erde als Stern eine Temperatur von über 7000° besessen haben, bis die rasche Wärmeabgabe an den kalten Weltraum, die wie heute auf der Sonne wohl auch durch Eruptionen (Protuberanzen) erfolgte, eine solche Abkühlung bewirkte hatte, daß die zuerst dissozierten gasförmigen Elemente Verbindungen eingingen und flüssige und schließlich

¹⁾ Die von Kant 1755 ausgesprochene Hypothese der Entstehung unseres Sonnensystems ist 50 Jahre später von Laplace, ohne die Priorität seines Vorgängers zu erwähnen, weiter ausgebaut worden.

feste Aggregatzustände anzunehmen bestrebt waren. Es bestanden Strömungen, die eine Sonderung der sich abkühlenden Massen nach dem spezifischen Gewichte herbeizuführen trachteten. Damals gab es nur einen glutflüssigen Kern, die Pyrosphäre und eine Photosphäre, die, aus glühenden Gasen bestehend, die Hülle des Erdkörpers bildete. Bei jenen hohen, über 2000° liegenden Temperaturen konnten noch keine Gesteine entstehen, wie wir sie heute die Erdkruste bilden sehen.

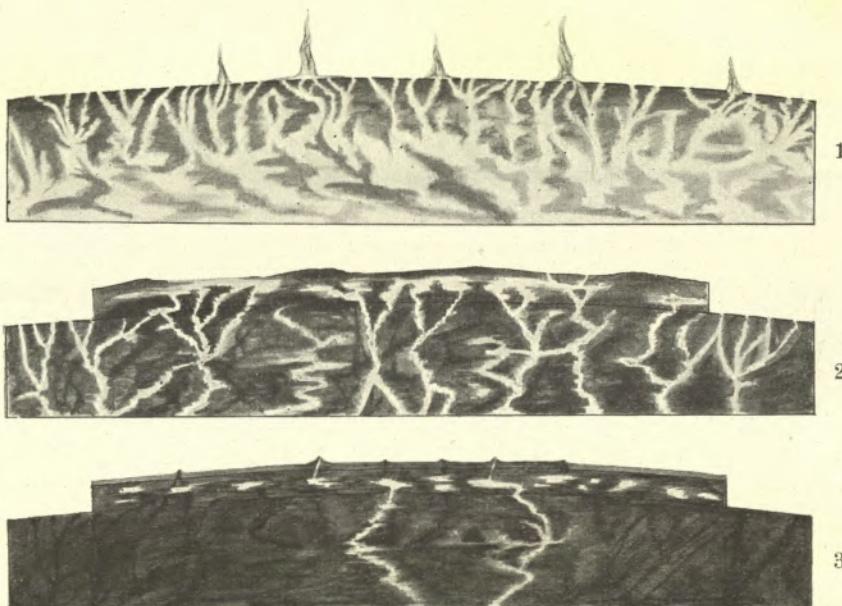


Fig. 1—3 Die Bildung der festen Erdkruste (nach A. Stübel)

1 Bildung der ersten Erstarrungsschollen an der Grenze der Pyrosphäre, Protuberanzen in der Photosphäre. 2 Fortschritt der Erstarrung, Kanäle vermitteln den Ausfluß großer Magmamassen, Arealeruptionen, Bildung peripherischer Herde in der Panzerdecke. 3 Heutiger Zustand: die peripherischen Herde, die zum Teil mit dem Erdinnern in Verbindung stehen, sind der Sitz der Eruptionen.

Mineralmassen, die einen bedeutenden Anteil am Aufbaue der Erdrinde nehmen, werden als Gesteine, Felsarten bezeichnet, alles eins ob es sich wirklich um festen Stein oder um weichen Ton, losen Sand usw. handelt.

Schließlich sank die Temperatur unter den Schmelzpunkt der gesteinbildenden Minerale, es zeigten sich Erstarrungsschollen, die wohl anfangs immer wieder aufgezehrt wurden, bis sich endlich vorübergehend eine feste Erdrinde (Lithosphäre) bildete, die freilich noch nicht stark genug war, um dem Drucke der Gase des Innern zu widerstehen. Sie wurde durchbrochen und glutflüssige Massen (Magma) ergossen sich darüber, und verdickten in ihrer Erstarrung die Panzerdecke, die allmählich ihre heutige Mächtigkeit erlangte. Immer aber bestanden zahlreiche Verbindungskanäle zwischen der Pyrosphäre und der Oberfläche, auf denen die feuerflüssigen

Massen in die Panzerdecke eindrangen und isolierte peripherische Herde bildeten oder sich über die Oberfläche ergießend unter einer Erstarrungskruste solche schufen (Fig. 1–3). Manche der Kanäle scheinen lange Zeit mit dem Erdinnern in Verbindung gestanden zu haben und auch in der Gegenwart mag mancher noch solche peripherische Herde speisen. Großenteils jedoch wurden diese vom zentralen Magmaberde abgeschnitten. Die Abkühlung, die seit der Bildung der festen Erdrinde infolge Wärmeabgabe durch Leitung der Lithosphäre weiter fortgeschritten ist, hat diese Wirkung der Kräfte des Innern auf die Oberfläche so verringert, daß nur mehr die vulkanischen Erscheinungen als geringer Rest übrig geblieben sind und uns erlauben, uns ein Bild von jenen unvergleichlich viel furchtbareren Ereignissen zu machen, deren Schauplatz damals die Erdoberfläche gewesen ist.

Für diese fröhteste Jugend unserer Erde, wie für ihre ferne, fragliche Zukunft weist uns der Vergleich mit dem gegenwärtigen Zustande anderer Himmelskörper den Weg der Forschung. Mit der Bildung jener ersten Erdrinde, von der wohl kein Stück mehr in ursprünglicher Beschaffenheit erhalten ist, war unser Planet aus dem astralen Zustande, der das Arbeitsgebiet der Astrophysik und der kosmischen Geologie bildet, in den planetaren getreten und damit hebt seine eigentliche Geschichte an, für deren Erkenntnis uns die Grundlagen vor Augen liegen. Damit beginnt die Arbeit der Geologie, die wissenschaftliche Forschung auf festem Boden, die mit handgreiflichen Tatsachen rechnet. Wenn auch von der ursprünglichen Erstarrungskruste der Erde kein Teil mehr unverändert erhalten oder überhaupt unserer Beobachtung zugänglich ist, müssen wir annehmen, daß sie aus Gesteinen gebildet war, die aus glutflüssigem Zustande hervorgegangen sind.

Die Lithosphäre trennt die glutflüssigen und gasförmigen Massen des Erdinnern, die nur gelegentlich an die Oberfläche treten (die Eruptose), wie das Magma, vulkanische Dämpfe usw., von den Wässern und Gasen, die auf der Erdoberfläche oder in den oberflächlichen Gesteinsschichten verbreitet sind (die Vadose). Die Sonderung der beweglichen Pyrosphäre ging, nachdem die früheren heftigen Strömungen erlahmt waren, unter dem Einfluß der Schwerkraft rascher vor sich. Die spezifisch schwereren Elemente sammelten sich um den Mittelpunkt der Erde, es bildete sich ein schwerer zentraler Kern, die Baryosphäre, über der die Pyrosphäre im engeren Sinne folgt, die wiederum von der Lithosphäre eingeschlossen wird.

Die frühere Photosphäre mit ihren Gasen und Dämpfen kühlte sich nach der Bildung der Erdkruste rasch ab. Sie wurde durch Ausbrüche von Gasen des Erdinnern vermehrt und stand ursprünglich unter einem Drucke von mindestens 200 Atmosphären, die dem Gasdrucke entsprechen, den die heute auf der Erdoberfläche angesammelten Wässer und mannigfach gebundene Gase in dampfförmigem Zustande ausgetüft haben müssen. Unter diesem Drucke konnte sich aus der damaligen Uratmosphäre erst Wasser niederschlagen, als die Temperatur unter 365° , die kritische Temperatur, gesunken war. Damals bildete sich infolge des sinkenden Druckes bei fortschreitender Kondensation mit stets wachsender, wohl katastrophentiger Wucht die Wasserhülle, die Hydrosphäre, die als Weltmeer wohl stets den größten

Teil, wenn nicht vorübergehend sogar die ganze Lithosphäre bedeckte. Die Abkühlung schritt weiter fort und es entstand, von den niedergeschlagenen Dämpfen und Gasen befreit, die Atmosphäre. Von nun an verloren die Luft- und Wasserhülle sowie die oberflächlichen Schichten der Erdfeste ihre Eigentemperatur und hätten fast die des Weltraumes annehmen müssen, wenn sie nicht durch Absorbierung der Wärmestrahlen der Sonne eine nach klimatischen Zonen verschiedene Erwärmung erführen.

Damals bildete sich die Trennung von Festland und Meer aus, die Wogen nagten an den Küsten, fließendes Wasser trug das Land ab und eilte mit Sinkstoffen beladen wieder dem Meere zu, die Winde hatten schon ihren Anteil an der Veränderung der Erdoberfläche und das bewegte Eis schürzte seine Bahn gerade so wie heute aus. Es sind also schon fast alle Kräfte am Werke, mit denen sich die dynamische (mechanische) Geologie befaßt.

Aus der Erdentwicklung geht hervor, daß unser Planet ohne Leben war, solange die höhere Temperatur die Bildung organischer Verbindungen nicht erlaubte. Dies war erst bei einer Abkühlung unter 100° möglich. Auf welche Weise wir uns die Geburt des Lebens vorstellen müssen, ist eine der großen Fragen, die das menschliche Denken zu allen Zeiten angeregt haben und deren Beantwortung uns die Natur wohl immer schuldig bleiben wird. Das Reich des Lebens, die Biosphäre, bildet eine weitere Hülle, die die Lithosphäre umgibt und fast die ganze Oberfläche der Erde, Festland, Meer und die tieferen Schichten der Atmosphäre umfaßt. Sie breitet sich überall aus, wo die kümmerlichen Existenzbedingungen für Organismen bestehen, wo sich die Temperatur nicht dauernd unter Null Grad hält oder 100° erreicht und wo sich Wasser findet. Da können sich die Prozesse der organischen Chemie, die wir Leben nennen, vollziehen, das vielgestaltig siegreich in das Reich des Todes eingreift, als das uns die unorganische Welt erscheint. Und damit beginnt jener wunderbare Entwicklungsgang, der unserer Mutter Erde in unseren Augen die Ausnahmestellung unter den Millionen von Gestirnen gibt und sie nach unserer eitlen Selbstüberhebung würdig macht für die Geburt der Vernunft. Mit dem Auftreten des organischen Lebens beginnt die historische Zeit der Erde, deren Ereignisse wir nach einem Maßstabe festlegen können, den uns die Entwicklung der Tier- und Pflanzenwelt liefert. Vorher liegt die prähistorische Periode, in der wir wohl die Fortbildung der Erde verfolgen können, die uns aber keine so genauen Anhaltspunkte für die Zeitmaße bietet. Sie verliert sich weiter zurück in dem Dunkel eines Urzustandes, an dessen Ereignisse uns nicht einmal die kühne Schätzung einen Maßstab anzulegen gestatten kann.

Gestalt, Größe, Oberfläche der Erde

Die vergleichende oder kosmische Geologie gestattet nach Analogie mit außerirdischen Erfahrungen Wahrscheinlichkeitsschlüsse über die Jugend unseres Planeten und verrät uns die Übereinstimmung der Grundstoffe im ganzen Kosmos, soweit die Spektralanalyse eine schwarze Absorptionslinie zeigt. In die Erkenntnis der Erde als Individuum im Weltenraume führen

uns Mathematik und Physik ein, die sich als Geophysik in den Dienst der Geologie stellen.

Die schon von Pythagoras erkannte Kugelform der Erde wurde von Magalhæs durch die erste Weltumsegelung bewiesen. Aus der Zunahme der Länge des Sekundenpendels vom Äquator gegen die Pole hin, aus Gradmessungen am Meridianbogen und mannigfachen untergeordneten Abweichungen von den dafür vorausberechneten Werten ergab sich, daß die Erde ein einem Rotationsellipsoid mit abgeplatteten Polen ähnlicher Körper, Geoid, ist, für dessen Gestalt wir keinen einfachen mathematischen Ausdruck finden können, da sie durch die Verteilung der Massen im Innern

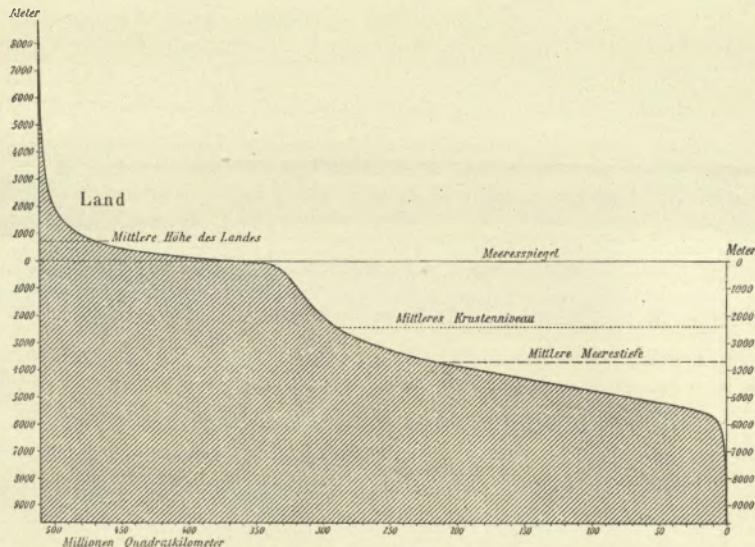


Fig. 4 Hypsographische Kurve der Erdoberfläche (nach O. Krümmel)
Verhältnis der Höhe, Oberfläche und Masse des Festlandes zur Tiefe, Oberfläche und Masse des Weltmeeres

bedingt ist, die keiner Gesetzmäßigkeit zu folgen scheinen. Für unsere Zwecke genügt es, daß der Halbmesser der Erde am Äquator nach Clarke 6378·2 km, der Polarhalbmesser 6356·5 km, die Abplattung also $1/293$ beträgt. Der letzte Wert scheint aber zu groß zu sein und bei einem etwas größeren für den Polarhalbmesser $1/298$ zu betragen. Die Abweichung der Geoidfläche von der des Rotationsellipsoids erreicht auf dem Festlande bis über 50 m, im Ozean etwa 150 m, ist also im Vergleiche zur Größe der Erde und ihres Reliefs gering.

Von der 510,000 000 km^2 betragenden Oberfläche der Erde sind rund 149,000.000 (29%) festes Land (Fig. 4). Die Maße für die Erhebungen des Landes und die Tiefen der Meere werden als absolute Höhen und Tiefen (Meereshöhen oder -tiefen) bezeichnet, wenn sie sich auf den Meeresspiegel als Nullpunkt beziehen. Unter relativer Höhe versteht man die Erhebung eines Punktes über einem willkürlich angenommenen Niveau. Die größte absolute Höhe ist der Gaurisankar im Himalaja mit

8840 m, die größte gelotete Tiefe des Ozeans die „Planettiefe“ nordöstlich von Nord-Mindanao mit 9788 m. Diese über 18 km betragenden Höhenunterschiede der Erdoberfläche sind im Vergleiche zu den horizontalen Dimensionen und dem Durchmesser der Erde kaum wahrnehmbare Runzeln, die sich auf einem Globus von 1 m Halbmesser nur zirka 3 mm hoch ausprägen würden. Dieses gänzliche Verschwinden der unseren Augen so bedeutend erscheinenden Hochgebirge in der Erdmasse muß stets berücksichtigt werden, wenn man die Bedeutung der Vorgänge der Gebirgsbildung für den Haushalt der Erde in Erwägung zieht.

Die mittlere Höhe des Festlandes beträgt etwa 825 m; das heißt, seine Masse, auf seine ganze Ausdehnung gleichmäßig verteilt, würde mehr als 800 m hoch über dem Meeresspiegel aufragen. Demgegenüber ist die mittlere Meerestiefe etwa 3700 m, also etwa $4\frac{1}{2}$ mal so groß. Der gesamte Rauminhalt der Meere ist etwa 13mal größer als der des über dem Meeresniveau

Fig. 5 Krümmung der Erdoberfläche, mittlere Höhe der Festländer und mittlere Tiefe der Meere im natürlichen Verhältnisse zum Erdhalbmesser = 1 m

liegenden Festlandes. Von den ozeanischen Tiefen liegen über 50% unter 3000 m und mehr als die Hälfte der Erdoberfläche ist Tiefsee.

Wenn wir die Erde ohne Wasserhülle betrachten, sehen wir die Festländer nicht gleich an ihren Rändern zu großen Tiefen abstürzen, sondern sich flach unter das Meeresniveau bis zirka 200 m Tiefe fortsetzen. Hier endet die Kontinentaltafel und es folgt ein steiler Absturz bis zirka 3000 m, die Kontinentalböschung, die zur Tiefenregion abfällt. In diese hinein sind die größten Meerestiefen grabenartig eingesenkt. Die Festländer stellen also gleichsam Schollen dar, die, im Mittel 4500 m höher liegend als der ausgeglichenen Boden des Meeres, über diesen gerade so wie schwimmende Eisschollen über die Wasseroberfläche aufragen. Aber auch diese uns so bedeutend erscheinenden Höhenunterschiede sind verschwindend im Vergleiche zu den Maßen der Erde und würden sich auf dem 1 m im Halbmesser messenden Globus nur 0.7 mm stark ausprägen (Fig. 5).

Dichte der Erde

Durch überaus empfindliche Wägemethoden haben verschiedene Forscher das spezifische Gewicht der Erde bestimmt, das jetzt mit 5.56 der Wahrheit ziemlich nahe kommen dürfte. Nun besitzen die in der unserer Beobachtung zugänglichen Erdrinde häufigsten Gesteine nur eine mittlere Dichte von 2.7 (Granit, Gneis, Kalkstein, Sandstein, Tonschiefer 2.5–2.8, Basalt, Diabas bis 3.3), so daß in größerer Tiefe Massen vorhanden sein müssen, die ein viel größeres spezifisches Gewicht haben (Barosphäre). Auf rein theoretischer Grundlage wurde lange Zeit angenommen, daß die Dichte allmählich gegen den Mittelpunkt zunähme und dort 10–14 betragen

müsste. Wir werden später sehen, wie uns mannigfache Erfahrungen — z. B. Beobachtung des Verlaufes der Erdbebenwellen — dazu führen, uns eine Vorstellung von der Beschaffenheit des Erdinnern zu machen.

Danach besteht die Erde bis in zirka 1500 km Tiefe aus kieselsäure-reichen Gesteinen und zwar wird die äußere Schale aus Granit, Gneis u. a. gebildet, in denen Kieselsäure und Aluminium die Hauptbestandteile sind.

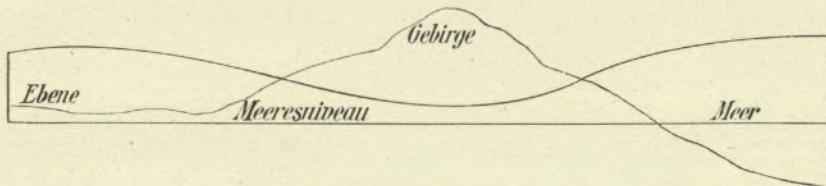


Fig. 6 Kurve der Intensität der Schwere mit einem Mangel unter einem Gebirge und Überschüssen unter einer Ebene und dem Meere

Diese Schale ist zirka 100 km dick und ihre Gesteine werden als „Sal“ (Silizium + Aluminium [spez. Gew. 2,8]) bezeichnet. Darunter liegen Gesteine, die vorherrschend aus Silizium und Magnesium (Sima [spez. Gew. 3,4]) bestehen, wie Basalt u. a. Den Erdkern bilden Schwermetalle, besonders

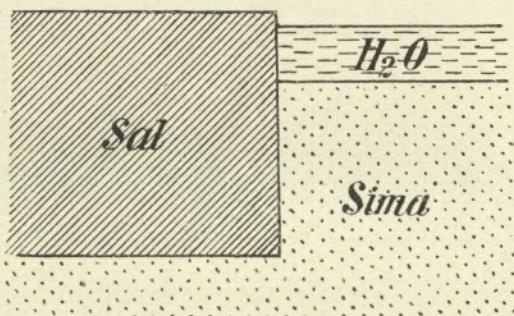


Fig. 7 Schematischer Querschnitt durch einen Kontinentalrand nach A. Wegener. Zeigt das Schwimmen der Kontinentschollen (Sal) auf dem Simamantel und ihr Emporragen über die Meeresfläche.

Nickeleisen (Nife [spez. Gew. zirka 8]), das eine bis zirka 2500 km Tiefe reichende Kugelschale zusammensetzen soll und dann folgen noch schwerere Metalle.

Durch Pendelbeobachtungen hat man nachgewiesen, daß die Massen in der Erdrinde nicht gleichmäßig verteilt sind. Unter Gebirgen ergibt sich ein Massendefekt, als ob bei Annahme einer gleichmäßigen Dichte eine Gesteinsmasse fehlte, unter Ebenen und besonders unter Meeren ein Massenüberschuß, die einer Gesteinsschicht von bis über 1000 m Stärke entsprechen. Daraus geht hervor, daß im allgemeinen die Erdrinde unter Gebirgen spezifisch leichter ist als unter Ebenen und unter Festländern leichter als unter den Ozeanen (Fig. 6). Unter Vulkanen und vulkanischen Inseln ist die Schwere übernormal. Diese Schwereanomalien werden nun da-

durch erklärt, daß das Sal nicht völlig das Sima verhüllt, sondern in zerrißenen Schollen als das Leichtere auf den schwereren Massen etwa 4,5 km emporragend wie Eisschollen auf Wasser schwimmt (Fig. 7, 8). Bei Belastung tauchen diese Schollen, die Kontinente, tiefer ein, bei Entlastung, z. B. durch Abtragung, steigen sie empor. In einem Niveau von zirka 120 km unter der Oberfläche wäre der Druck ausgeglichen. Daß die starren Sal-

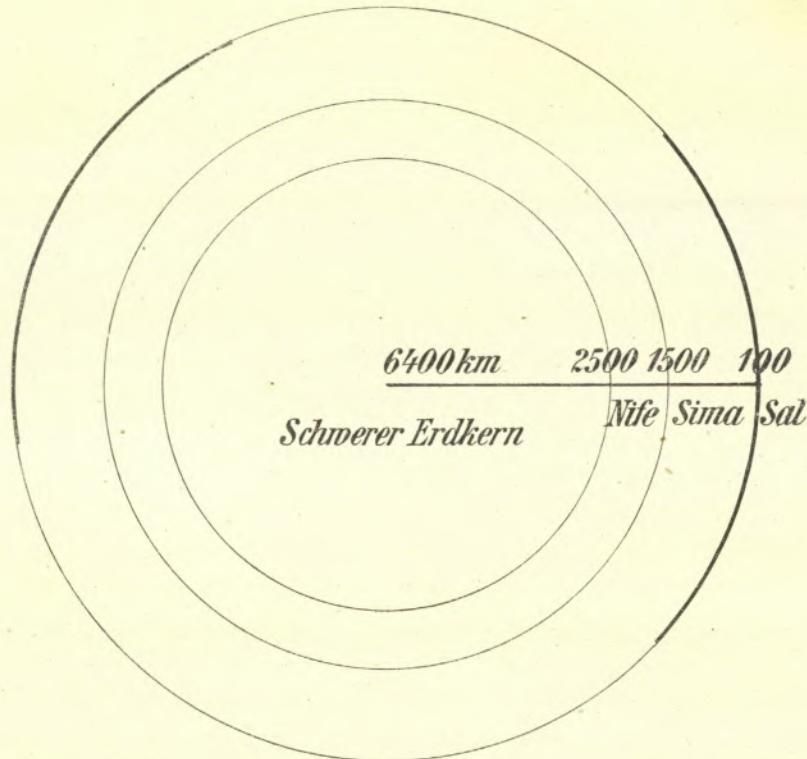


Fig. 8. Schematischer Durchschnitt durch die Erde mit den einzelnen Kugelschalen. Die dickeren Teile des äußersten Kreises stellen die Salschollen der Kontinente dar.

schollen auf dem infolge höherer Temperatur mehr plastischen Simamantel schwimmen, ist bei ihrem um 200—300° höheren Schmelzpunkte möglich. Dieser Plastizität des Sima, die wir vielleicht mit der von Pech vergleichen können, entspricht es, daß sich die Erde gegen Erdbebenwellen, Gezeiten usw. starr wie Stahl verhält, der Rotation nachgebend aber die dieser entsprechende Abplattung aufweist.

Es ist strittig, ob das Bild der Erdoberfläche in groben Zügen eine gewisse Beständigkeit in der Erdgeschichte gezeigt hat, ob die großen ozeanischen Tiefen und die Festlandssockel schon frühzeitig eine ähnliche Verteilung besessen haben wie heute oder ob sie sie erst in verhältnismäßig später Zeit erlangt haben. Eine Ansicht geht dahin, daß nur der Pazifische Ozean eine alte Depression bezeichnet, während der Atlantische und Indische

erst jüngerer Entstehung sind und die sie umschließenden Festländer einst durch „Landbrücken“ verbunden waren, die niedergebrochen sind. Für diese Annahme werden die Wanderungen der Tier- und Pflanzenwelt ins Treffen geführt. Sie ist aber unvereinbar mit den erwähnten Schweremessungen, die vermuten lassen, daß unter den Ozeanen Schollen der Erdrinde von größerem spezifischen Gewichte liegen als unter den Kontinenten, daß also die einstige Lage dieser Schollen in einem Niveau mit den Festlandsmassen und ihr nachträgliches Niedersinken aus Gründen des Gleichgewichtes nicht wahrscheinlich ist. Darauf stützt sich die Lehre von der Permanenz der großen ozeanischen Tiefen.

Die beiden entgegengesetzten Ansichten sucht nun eine von A. Wegener vertretene, freilich sehr anfechtbare Theorie auszugleichen. Darnach soll die salische Rinde einst 30 km stark die ganze Erdoberfläche gebildet haben. Sie wurde zerrissen, zusammengeschoben und gefaltet, so daß das darunter liegende Sima entblößt wurde. Der Pazifik und das alte Mittelmeer der Tethys sollen die ältesten Risse und klaffenden Stellen dieser Schale bezeichnen, denen später erst die anderen ozeanischen Tiefen folgten. Wie berstende Eisschollen sollen sich die salischen Schollen — die Kontinente — voneinander entfernt haben und in weiterer Verfolgung dieses Gedankens wird dies für Europa, Grönland und Nordamerika noch in der Gegenwart angenommen, wobei wahrscheinlich Irrtümer in den Präzisionsnivelllements, die auch sonst schon Geologen zu verfehlten Spekulationen verleitet haben, als Grundlagen gedient haben. Diese Theorie ist aber überflüssig, sobald ein hohes Alter der Weltmeere zugestanden wird, was mit den Tatsachen, die uns die historische Geologie liefert, wohl in Einklang zu bringen ist.

Erdwärme

Wie die Atmosphäre besitzen die oberflächlichen Bodenschichten keine Eigentemperatur. Sie hätten wohl tief in die Erdrinde hinein die Kälte des Weltraumes angenommen, wenn sie nicht durch Absorption der Wärmestrahlen der Sonne erwärmt wären. So gering der Teil der ausgestrahlten Sonnenwärme ist, der auf die Erde fällt — es ist nur $\frac{1}{2250}$ Millionstel der an den Weltraum abgegebenen —, so ist sie doch die wichtigste Kraftquelle für den Mechanismus der Erdoberfläche. Die auf die Flächeneinheit der Erdoberfläche fallende Sonnenwärme hängt bei sonst gleichen Bedingungen von dem Winkel ab, unter dem die Wärmestrahlen auffallen. Dadurch werden die klimatischen Zonen und auch der Wechsel der Jahreszeiten bedingt, die von größtem Einflusse auf die geologischen Vorgänge der Erde sind. Die durch den Wechsel von Tag und Nacht und Winter und Sommer verursachten Schwankungen der Temperatur machen sich nur in die oberflächlichen Erdschichten hinein bemerkbar. In einer geringen, $1-1\frac{1}{2} m$ betragenden Tiefe verschwinden schon die täglichen Schwankungen in unserem Klima und in etwas über $20 m$ auch die jährlichen — unveränderliche Schicht. In dem $27.6 m$ tiefen Keller der Pariser Sternwarte herrscht seit über 100 Jahren $11.6^{\circ} C$, etwas mehr als das Jahresmittel an der Oberfläche. Die Schicht liegt dort tiefer, wo größere Tem-

peraturschwankungen herrschen und ist bei mehr gleichmäßiger Gänge der Temperatur näher der Oberfläche gelegen (in äquatorialen Gegenden in zirka 6 m). Im hohen Norden, wo das Jahresmittel unter 0° liegt, ist der Boden tiefgründig gefroren. Die Tjäle, das Bodeneis, reicht in Ostsibirien fast bis zum 50. Breitegrad südwärts. Sie taut im Sommer höchstens $1\frac{1}{2}$ m tief auf und darunter bleibt der Boden ewig gefroren. Bei 116,5 m Tiefe hat man bei Jakutsk noch gefrorenen Boden von -3° angetroffen, so daß man wohl mit einer 200 m starken Tjäle rechnen muß. Diese Gebiete geben uns einen Begriff von dem Schicksale der Erde bei fehlender Erwärmung durch die Sonne. Sie würde in kurzer Zeit eine berechnete Temperatur von -200° C annehmen, während heute die größte Kälte vorübergehend mit -70° C bestimmt worden ist.

Von der unveränderlichen Schicht ab nimmt die Wärme mit der Tiefe zu. So augenfällige Beweise zeigen sich dafür an vielen Punkten, daß diese Erkenntnis schon zu den allerältesten gehört. Die ersten Beobachtungen aus Bergwerken und Brunnen wurden durch Bohrungen und Tunnelarbeiten ergänzt, die immer größere Tiefen erschließen. Heiße Quellen, die an so vielen Punkten der Erde, zum Teil in kochendem Zustande zu Tage treten und das Hervorbrechen glutflüssiger Gesteinsschmelze von über 1000° bei vulkanischen Eruptionen haben weiter die Ansicht befestigt, daß das Erdinnere eine überaus hohe Temperatur besitzen muß.

In dem Adalbertschachte in Příbram wurde in 889 m Tiefe 22° Gesteins-temperatur festgestellt, so daß die Temperatur mit je 57,5 m um 1° C steigt. Dieser Betrag, die geothermische Tiefenstufe, war im Reviere von Mons in Belgien 29,6 m, bei Newcastle 33,3 m. In preußischen Bergwerken hat man ihn zwischen 15,5 m und 115,3 m schwankend gefunden. In den Goldminen am Comstockgange in Nevada herrscht in 610 m Tiefe eine Temperatur der Luft von 40° und es wird bei 50° noch gearbeitet (Tiefenstufe 15,25 m). In ein und demselben Schachte wechselt die Temperaturzunahme oft wiederholt. Die geringsten Tiefenstufen, die in Bergwerken beobachtet worden sind, stammen aus einem Kohlenbaue bei Monte Massi in Toskana (13,7 m) und aus dem Braunkohlenreviere von Ossegg in Böhmen (5,2 m). Diese Zahlen zeigen schon in ihrer Veränderlichkeit, daß sie kaum geeignet sind, allgemein gültige Schlüsse zu gestatten.

Die Messungen der Temperaturzunahme, die in Brunnen und Bergwerken gewonnen worden sind, können nur mit Vorsicht benutzt werden, da durch die Arbeiten, durch warme und kalte Luft- und Wasserströmungen künstliche Veränderungen bewirkt werden. Man hat erkannt, daß neben den genannten künstlich herbeigeführten Beobachtungsfehlern meist auch in der Natur des Gebirges begründete eine große Rolle spielen. So beeinflussen am Comstockgange heiße Quellen das Resultat und ebenso führen chemische Prozesse, wie Oxydation der Schwefelmetalle, beim Inkohlungsprozesse frei werdende oder infolge der Bewegung von Gesteinen mechanisch erzeugte Wärme und verschiedene andere Ursachen, so das Leistungsvermögen der Gesteine, eine Ver-ringerung der Tiefenstufe herbei. In Kohlenflözen entwickelt sich bei Zutritt von Luft (Sauerstoff) Wärme (Brühwärme), die die Messung der Tiefenstufe beeinflußt.

Genauere Messungen, die auch in viel größere Tiefen reichen, werden durch die bei Tiefbohrungen eingeführten Thermometer erzielt. Gerade in jüngster Zeit ist durch solche besonders im norddeutschen Tieflande durchgeführte Bohrungen unsere Kenntnis mannigfach gefördert worden. Einige der wichtigsten sind folgende: Grenelle bei Paris: Tiefe 547 m, Tiefenstufe 32.6 m; Sperenberg bei Berlin: Tiefe 1273 m, Tiefenstufe 33.7 m, in 1268 m Tiefe 48.1° gemessene Höchsttemperatur;

Lieth bei Altona: Tiefe 1338 m, Tiefenstufe 35 m, 35° gemessene Höchsttemperatur; Schladebach bei Leipzig: Tiefe 1748.4 m, Tiefenstufe 35.7 m, in 1716 m 56.6° gemessene Höchsttemperatur;

Paruschowitz in Oberschlesien: Tiefe 2003 m, Tiefenstufe 31.82 m;

Czuchow in Oberschlesien: Tiefe 2239.72 m, Tiefenstufe 31.8 m, in 2220 m 83.4° gemessene Höchsttemperatur.

Man hat weiter beobachtet, daß die Nähe großer und tiefer Wasserbecken die Tiefenstufe vergrößert, wie z. B. in den Bergwerken am Lake Superior in Nordamerika, dessen Wassermassen in den Bodenschichten eine Temperatur von 4° aufweisen und daher abkühlend auf die Umgebung wirken (Tiefenstufe 67—70 m). In England hat man die Tiefenstufe zwischen 10 und 33 m schwankend festgestellt. Ein sehr auffälliger Fall betrifft ein Bohrloch bei Neuffen in Württemberg, das in vulkanischem Gebiete 338 m tief abgeteuft worden ist und die geringe Tiefenstufe von 11.1 m zeigte. Man nimmt hier die Nähe eines Magmaberdes als Ursache an. Die Bohrung von Pechelbronn im Unterelsäß in Erdöl führenden Schichten ergab bis zur Tiefe von 305 m eine Stufe von 12.2 m und bis 620 m von 8.2 m. Hier dürften chemische Vorgänge die rasche Zunahme der Wärme bewirken.

Die großen Tunnels, die besonders die Alpen durchqueren, haben wichtige Beobachtungen für die Tiefenstufe geliefert. Beim Baue des Mont Cenis-Tunnels sind leider nur auf italienischer Seite einige Temperaturmessungen vorgenommen worden. Die höchste Temperatur betrug 29.5° bei 1607 m Überlagerung. Beim Gotthardtunnel (14.920 m lang) wurden die Messungen sehr genau

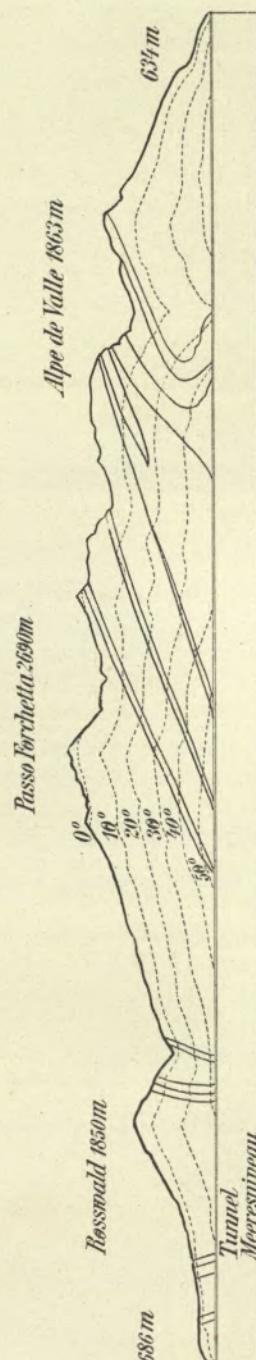


Fig. 9 Verlauf der Geoisothermen (gestrichelt) im Profile längs der Achse des Simplontunnels (nach G. Niethammer). Die vollen gezeichneten Linien zeigen die Lage der Schichtung.

durchgeführt, wobei die höchste Temperatur bei 1752 m Überlagerung 30.4° C, die geothermische Tiefenstufe 47 m betragen. Es hat sich daraus ergeben, daß die Temperatur mit der Überlagerung wächst, aber mit ihr in keinem direkten Verhältnisse steht. In dem 10.249 m langen Arlberg-tunnel betrug die höchste Temperatur bei 715 m Überlagerung 18.5° C. Der größte Tunnelbau, der auch bedeutende technische Schwierigkeiten bot, war der Simplondurchstich (19.729 m) (Fig. 9). Dort zeigte sich, daß die Lagerung der Schichten von Einfluß auf den Verlauf der Geoisothermen, der Linien gleicher Erdtemperatur, ist. Unter dem Roßwalde, wo die Schichten senkrecht stehen, treten sie weiter auseinander (Stufe 35—37 m), unter dem Hauptstocke, wo die Schichtung flach verläuft, sind sie enger aneinander gepreßt (Stufe 28—29 m) und dort wurde auch das nicht erwartete Maximum von 55.4° C gefunden. Die geothermische Tiefenstufe wurde mit 37 m berechnet. Unter der Alpe De Valle ist die Tiefenstufe auffällig groß, da dort

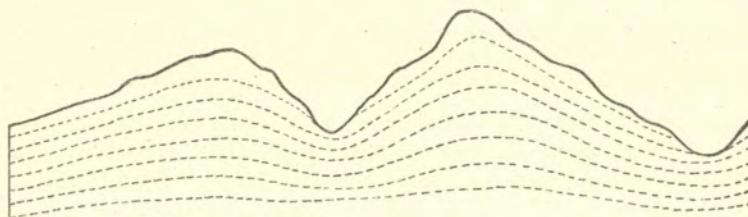


Fig. 10 Verlauf der Geoisothermen (gestrichelt), beeinflußt durch das Relief der Erdoberfläche.

kalte Quellen auftreten. Der 8505 m lange Tauerntunnel besitzt 1325 m Überlagerung und zeigte 23.9° Maximaltemperatur und eine Tiefenstufe von 37 m.

Unter allen ähnlichen Beobachtungen hat sich besonders die Messung bei Bohrungen als verlässlich erwiesen und man hat daraus eine mittlere geothermische Tiefenstufe von 33° C für die ganze Erde berechnet. Die Geoisothermen folgen im allgemeinen dem Verlaufe des Oberflächenreliefs, aber mit kleineren Schwankungen (Fig. 10). Sie liegen unter Erhebungen weiter auseinander, da die Abkühlung in einem isoliert aufragenden Berge größer ist, unter Tälern sind sie einander genähert. Sind Gesteine schlechte Wärmeleiter, so ist die Stufe kleiner. In größerer Entfernung von der Oberfläche sind die Flächen gleicher Erdwärme wohl kugelschalenförmig angeordnet. Die Tiefsee und große Binnenseebecken drücken die Geoisothermen von 5 bis 10° , die auf dem Festlande in niederen Breiten nur im Gebirge im Boden liegen, 5—10 km unter das Meeressniveau hinab, in eine Tiefe, wo unter den Festländern eine Temperatur von 150 bis 300° herrschen dürfte. Unter diesen Wassermassen nimmt aber dann die Wärme rascher zu als unter dem festen Lande.

Unsere Erfahrungen über die Zunahme der Erdwärme mit wachsender Tiefe sind natürlich nur auf die oberflächlichen Schichten der Erdrinde beschränkt und die 2200 m messende tiefste Bohrung stellt nur $\frac{1}{3000}$ des Erdradius vor. Der tiefste von Menschen erreichte Punkt unter der Oberfläche

liegt im Simplontunnel mit 2135 m Überlagerung. Es ist begreiflicherweise sehr fraglich und kaum wahrscheinlich, daß es uns je gelingen wird, bedeutend größere Tiefen zu erforschen, die über manche der Fragen direkt Auskunft geben könnten, die uns sonst stets ungelöst bleiben werden. Dazu gehört die Entscheidung, ob die geothermische Stufe mit wachsender Tiefe größer wird oder sich verringert, ob also weiter im Innern die Wärmezunahme rascher erfolgt oder sich verlangsamt. Dies ist durch Experimente mit sich abkühlenden gegossenen Kugeln für den besonderen Fall entschieden worden. Zu gleichem Ergebnisse führten die theoretischen Erwägungen, daß die Wärmeabgabe eines sich abkühlenden Körpers an der Oberfläche am größten und daher dort die Tiefenstufe am kleinsten sein muß. Die Stufen nehmen also mit der Tiefe zu. Wie groß aber die Zunahme ist, wissen wir nicht, sicher ist sie gering.

Aus dem Betrage der geothermischen Tiefenstufe hat man mit Zugrundeliegung des einstigen glühenden Zustandes der Erde Berechnungen über die seither verflossene Zeit, also über das Alter der Erde angestellt. Die Werte schwanken zwischen 20 und 400 Millionen Jahre, also in so weiten Grenzen, daß sie wertlos sind.

Wir wissen heute, daß die Wärme nach dem Erdinnern mit etwa je 33 m um 1° C zunimmt, daß also in etwa 66 km Tiefe eine Temperatur von zirka 2000° herrschen dürfte, bei der nach unseren, an der Erdoberfläche gewonnenen Erfahrungen fast alle uns bekannten Gesteine geschmolzen sein müßten.

Erdinneres

Eine der Fragen, die den Menschengeist wohl stets am meisten beschäftigt haben, ist gewiß die nach der Beschaffenheit des Erdinnern. Aus den oben erwähnten Erscheinungen schließt man auf ein Steigen der Temperatur auch über den Bereich unserer Beobachtung hinaus und auf einen sehr hohen Hitzegrad im Erdinnern, der mit der Vorstellung von der Entstehung und Entwicklung der Erde im Einklange steht. Weil man annahm, daß sich bei einer so hohen Temperatur alle Gesteine in schmelzflüssigem Zustande befinden müßten, entstand die Lehre von dem feurigflüssigen Erdkerne, die sich lange Zeit erhalten hat, bis sie erst vor kurzem ziemlich allgemein fallengelassen worden ist. Man hat sich dabei stets vorgestellt, daß die Erde nur eine dünne, feste Rinde besäße, die sich wie ein Häutchen um die Glutmassen des Innern spanne.

Man rechnete dabei nicht mit dem ungeheuern Drucke, der gegen den Erdmittelpunkt stetig wachsen und Aggregatzustände schaffen muß, von denen wir uns keine Vorstellung machen können. Die Bezeichnung fest, flüssig und gasförmig, die wir auf der Erdoberfläche anwenden, sind wohl unter den ganz unvorstellbaren Druck- und Temperaturverhältnissen gar nicht am Platze. Daß bei einem vulkanischen Ausbruche glutflüssiges Material gefördert wird, berechtigt nicht auf einen ähnlichen Zustand des Erdinnern zu schließen, da, wie wir sehen werden, das ausbrechende Magma gewiß nicht mehr unter den physikalischen Bedingungen steht wie das Innere. Arrhenius hat auf rein hypothetischer Grundlage vermutet, daß das Erdinnere in einem gasförmigen

Zustande wäre, der bei dem hohen Drucke und der hohen Temperatur von allen bekannten verschieden wäre. Wenn man, wie Untersuchungen gezeigt haben, ein Steigen des Schmelzpunktes um 1° bei einer Druckzunahme von 40 Atmosphären annimmt, so dürfte die feste Erdrinde eine Stärke von 50 bis 60 km besitzen.

G. H. Darwin ist geneigt, ein festes Erdinneres anzunehmen, das einen so hohen Grad von Starrheit (Rieghheit) wie Stahl besitzen müsse, da eine nachgiebige Masse infolge der Anziehung des Mondes und der Sonne stärkere Fluterscheinungen zeigen würde. Versuche haben auch ergeben, daß bei so überaus hohem Drucke ein Körper über seiner kritischen Temperatur fest sein kann.

Wiechert schätzt die Temperatur des Erdinnern auf $4000-8000^{\circ}$, den Druck auf zirka 3 Millionen Atmosphären. Es wäre demnach die Möglichkeit eines festen Erdkernes nicht zu leugnen.

Lord Kelvin ist zu ganz ähnlichen Ergebnissen über die Starrheit der Erde durch Berücksichtigung der Verkleinerung der Gezeiten gekommen, die sich aus der Deformation des Erdkörpers infolge der Anziehung von Mond und Sonne (Erdgezeiten) ableitet.

Auch die Verfolgung der Erdbebenwellen (siehe Abschnitt „Erdbeben“) hat dazu geführt, das Erdinnere als fest anzusehen. Und zwar nimmt man mehrere konzentrische Schalen an, die aus verschieden schweren Stoffen gebildet sind, deren schwerste gegen den Mittelpunkt zu liegen. Wiechert vermutet eine äußere Erdschale von 1500 km Dicke, die aus ähnlichen Gesteinen wie die Oberfläche besteht, von 1500 bis 2500 km folgt ein Mantel von Nickeleisen und den Kern bilden noch schwerere Metalle. Neuere Beobachtungen von Erdbebenwellen haben eine in drei Stufen erfolgende Geschwindigkeitszunahme gezeigt, deren drei Grenzflächen sich in 1194 ± 50 , 1677 ± 100 und 2436 ± 150 km Tiefe verlegen lassen, wobei die mit dem Doppelzeichen versehenen Werte den wahrscheinlichen Fehler anzeigen. Diese Stufen entsprechen wahrscheinlich Zonen verschiedener Dichte.

Wenn wir die unserer Anschauung am meisten zusagenden Erfahrungen zusammenfassen, so nehmen wir eine 100—200 km starke, starre Kruste an. Darunter liegt eine bis 1400 km dicke Magmaschicht und endlich der Metallkern.

Für das Auftreten von Schwermetallen im Erdinnern sprechen auch manche Beobachtungen auf der Erdoberfläche. In der Nickelerzlagerstätte von Sudbury in Kanada trifft man zuoberst granitische Gesteine mit 67% Kieselsäure, gegen unten nehmen Silizium, Natrium und Kalium ab, dagegen Magnesium und Kalzium zu. In 2000 m unter den obersten Teilen tritt ein grauer Norit mit zirka 55% Kieselsäure auf, an dessen Basis die Nickelerze mit verschiedenen anderen Schwermetallen liegen.

Früher hat man das Auftreten gediegenen Eisens als Flitterchen, Brocken und in Blöcken bis zu 21 Tonnen Gewicht in und in der Nähe von Basalten auf Uifak (Ovifak), Westgrönland, als Zeugen der Nifezone gedeutet, aus der es bei der Eruption emporgetragen worden sein soll. Heute wird dieses Vorkommen wie ein ähnliches von Bühl bei Weimar unweit Kassel als durch Reduktion mittels organischer Substanzen (durchbrochener Braunkohlenflöze) entstanden gedeutet.

Die Kraftquellen der Erde

Die als Individuum in den Weltraum gesetzte Erde brachte einen Schatz von Kraftquellen mit, die zu erforschen eine der ersten Aufgaben der Erdkunde gewesen ist und die hauptsächlich den Leitfaden geboten haben, die Vergangenheit unseres Planeten zu enträtseln. Der Materie ist die Schwerkraft eigen, die sich in den Weltraum als Anziehung äußert. Ein Ableger des glühenden Zentralkörpers, birgt die Erde von dessen Wärme in ihrem Innern, sie dreht sich um dieses Zentrum unseres Sonnensystems und gleichzeitig um ihre eigene Achse nach Gesetzen, die jene kosmischen Kräfte vorgeschrieben haben, die ihr ihre Stellung im Weltsysteme gegeben haben. Sie wirken heute noch als Anziehung der übrigen Himmelskörper, besonders des Mondes und der Sonne. Die Kälte des Weltraumes entzieht wohl auch heute noch unserer Erde von dem Schatze an Wärme, den sie einst auf ihre Reise mitbekommen hatte, aber für diesen Verlust entschädigt sie die Sonne, die Spenderin von Wärme und Licht.

Schwerkraft, Eigenwärme, Rotation und Bewegung um die Sonne auf ihrer Bahn sind die Kraftquellen, die der Erde eigen sind und die Anziehung von Sonne und Mond, die Wärme- und Lichtstrahlen der Sonne und die Kälte des Weltraumes wirken auf sie von außen ein. Dies sind die *endogenen, tellurischen und exogenen, kosmischen oder siderischen Energiequellen*, die inner- und außerhalb der Erde ihren Sitz haben, mit denen unsere Wissenschaft rechnen muß.

Soweit wir die Geschichte der Erde zurückverfolgen können, kommen wir mit ihrem Wirken bei der Erklärung alles Geschehens aus. Es sind dieselben Kräfte heute am Werke wie einst und es ist eine der größten Förderungen unserer Wissenschaft gewesen, als man die uns vor Augen tretenden Erscheinungen der Erdoberfläche aus den heute wirkenden Kräften zu erklären begann.

Die Energiequellen, die bei den auf der Erde vor sich gehenden Veränderungen eine Rolle spielen, sind mannigfacher Art. Die Rotation bewirkt die Abplattung des Geoids, die früher bedeutender gewesen ist, als es noch im Jugendstadium stand und seine Umdrehungszeit erheblich kürzer war. Sie ruft auch die Gezeiten hervor, indem sie stets andere Teile der Erdoberfläche dem Monde und der Sonne zuwendet. Durch die Abnahme der Rotation infolge der Gezeitenbremsung sucht sich die Erde der idealen Kugelgestalt zu nähern, es treten Krustenbewegungen ein, die wohl von großer Bedeutung für die Umbildung der Oberfläche sind und sich mit den durch die Kontraktion bewirkten vereinen. Die Rotation hat den Wechsel von Tag und Nacht und damit der Sonnenbestrahlung und der Temperatur zur Folge.

Eine eigentümliche Wirkung übt die Umdrehung der Erde auf die sich auf und über ihrer Oberfläche bewegenden Körper aus, wenn deren Bewegungsrichtung nicht parallel dem Äquator ist. Sie werden auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt.

Die Bewegung der Erde auf ihrer Bahn hat infolge der Schiefe der Erdachse zur Ebene der Bahn (Ekliptik) den Wechsel der Jahreszeiten, von Sommer und Winter, im Gefolge, der sich in klimatischen Erscheinungen

und vielfach auch in geologischen Prozessen äußert. Die Nutation der Erdachse und die Präzession der Nachtgleichen sind wohl von zu untergeordneter Bedeutung, als daß man ihnen eine sichtbare Wirkung zuschreiben könnte. Die Polschwankungen, die gemessen werden, sind wohl stets zu gering gewesen, um Verschiebungen der Klimazonen in der geologischen Vorzeit verursachen zu können. Doch fehlen auch hier die handgreiflichen Beweise. Die ganze Bewegung der Erde, die anscheinend in geschlossenen Kurven erfolgt, muß nach der Welttheorie einst in der Vereinigung mit dem Zentralkörper ihr Ende finden. Es gehen also sicher fortschreitende Veränderungen der Bahn vor sich, die auf dieses Ende hinzielen. Aber unsere Beobachtung ist nicht scharf genug, diese zu erfassen.

Nur einmal hat die Erde von ihrer Masse verloren, als sich ihr Trabant von ihr ablöste. Die Schwerkraft verhindert, daß ein weiterer Verlust an Materie eintritt, denn keine irdische Kraft vermag einem Körper eine Anfangsgeschwindigkeit von 11 km in der Sekunde zu erteilen, die erforderlich wäre, damit er sich aus dem Kraftbereiche der Erde entferne. Die Schwerkraft äußert sich in den Weltraum als Anziehung, sie hält den Mond in seiner Bahn und zieht die in ihrem Fluge erlahmenden Meteoriten an sich. Dieser Zuwachs kosmischer Körper ist die einzige Vermehrung der Masse der Erde und dadurch, freilich unmeßbar, auch ihrer Schwerkraft. Die Schwere löst selbständige Bewegungen loser Gesteinsmassen aus (Bergstürze), sie bewirkt das Streben des Wassers nach der Tiefe und die Anhäufung aller in beweglichen Medien — z. B. Luft, Wasser — schwebenden Massenteilchen in Flächen senkrecht zu ihrer Richtung. Sie ruft wohl die Bewegung ganzer Erdschollen hervor, um ein gestörtes Gleichgewicht wieder herzustellen. Alle Massenverschiebungen auf der Erdoberfläche müssen infolge der Anziehung dieser Massen eine Verschiebung der benachbarten beweglichen Wasserhülle verursachen. Die Schwerkraft wirkt beständig und in der praktischen Anwendung unserer Wissenschaft gleichmäßig, solange die Erde bestehen wird.

Die Anziehung von Sonne und Mond bewirkt die Veränderungen der Erdbewegung durch Nutation und Präzession (vielleicht auch Polschwankungen) und die Gezeiten und damit die Verlängerung der Umdrehungsdauer der Erde (der Taglänge). Durch das überaus empfindliche Horizontalpendel sind auch die einer Ebbe und Flut entsprechenden Gezeiten des Erdkörpers nachgewiesen worden, die sich als Bewegungen der Lotlinie äußern. Ohne daß wir dafür einen Maßstab gewinnen können, dürften diese Kraftäußerungen immer größer werden, da sich die Erde wohl langsam dem Zentralgestirne nähert und ihrerseits ihren Trabanten anzieht. Durch die Abnahme der Rotationsgeschwindigkeit werden aber die Gezeiten langsamer und ihre Wirkung schwächer, wodurch eine teilweise Kompensation eintritt.

Die Wärmestrahlen der Sonne sind die größte Kraftquelle, deren Wirken wir auf der Erdoberfläche beobachten können. Sie ist auch nicht beständig, da sich die Sonne wohl stetig abkühlt. Aber diese Temperaturabnahme ist sicher so gering, daß sie im Laufe der historischen Zeit der Erdentwicklung nicht nachzuweisen ist. Gegenüber der alten Annahme, daß sich die Sonne abkühlt, wurde in neuerer Zeit die Ansicht vertreten, daß sie durch die

Kontraktion eine Temperaturerhöhung erfährt. Auch hier steht, wie so vielfach bei diesen Problemen, eine unbeweisbare Theorie gegen eine andere. Die Sonne erwärmt die Erdoberfläche und die Atmosphäre, sie bewirkt die physikalische Verwitterung, den Kreislauf des Wassers und dadurch die meisten chemischen Vorgänge, sie erhält die Strömungen der Luft und des Meeres und fördert dadurch vorherrschend die Abtragung und die Ablagerung deren Produkte.

Ihr Licht ermöglicht die chemischen Umwandlungen im Pflanzenkörper, die das erste Leben bedeuten und dessen ganze hohe Entwicklung und mannigfache Einwirkung auf die Erdoberfläche, an deren Zerstörung die Organismen ebenso Anteil nehmen wie an ihrem Aufbaue, indem sie Lager von Kalk, Dolomit, Kiesel säure, Schwefel, Phosphaten und Kohle bilden. Diese vollführen einen überaus verwickelten Kreislauf, der vielfach noch nicht geklärt ist und der die größten Geheimnisse des Weltalls, das Werden des Lebens, den Übergang der toten Materie in die belebte, einschließt.

Bei keiner anderen Kraftäußerung zeigt sich die Tatsache, daß unsere Erde ihre Jugend, ja ihre Reife hinter sich hat und in ein Altersstadium getreten ist, in dem Maße wie bei ihrer Eigenwärme, von der wir nur durch sehr verringerte vulkanische und thermale Tätigkeit auf der Oberfläche Kenntnis erhalten. In der Erdkruste aber gehen unter deren Einflusse Veränderungen der Gesteine in größtem Umfange vor sich, die wir aus Vorkommen der Oberfläche entnehmen können. Die wohl verhältnismäßig rasch fortschreitende Abkühlung durch Wärmeabgabe an den kalten Weltraum hat die Kontraktion der Erdkruste zur Folge. Dadurch dürften Spannungen entstehen, die sich, wie wir sehen werden, in Störungen der Erdrinde auslösen.

Durch solche Massenverschiebungen kann das Gleichgewicht des ganzen Erdballes gestört und vielleicht eine Änderung der Lage der Erdachse herverufen werden.

Während man die anderen Kräfte der Erde nicht zu leugnen dachte, hat man versucht, die Eigenwärme auszuschalten und alle ihr zugeschriebenen geologischen Prozesse durch die Sonnenwärme zu erklären. Dies ist aber gerade so mißglückt wie der Versuch, die Erdwärme durch Druck oder Reibung im Innern entstehen zu lassen. Sie ist die vergänglichste von allen Energieschätzungen und wenn man auch auf verschiedenen Wegen unternommen hat den tröstenden Gedanken zu gewinnen, daß sie sich (durch Kontraktion oder radioaktive Vorgänge) erhält oder sogar vermehrt, so kann man sich doch nicht der Erkenntnis verschließen, daß sie gerade für die höchsten Äußerungen der Entwicklung der Erde und ihres Lebens von geringerer Bedeutung ist und gegen das lebenspendende Zentralgestirn zurücktritt. Die Erde ist ein toter Körper für das Leben der Organismen, sie spendet uns kein Licht und keine Wärme.

Überall auf der Erde tobt der Kampf der Gegensätze, den die alten Philosophen schon im Widerstreite der Elemente erkannt haben und der die Grundlage ihrer ältesten religiösen Empfindungen bildete, wenn sie Licht und Finsternis, Feuer und Wasser, Gut und Böse als Gottheitsbegriffe personifizierten.

Sonnenwärme hebt das Wasser entgegen dem Gesetze der Schwere in Dampfform empor, aber es sinkt dieser folgend in flüssiger oder fester Form wieder herab und stellt den größten unversiegbaren Schatz verwertbarer Energie vor, den unser Planet heute bietet. In den äquatorialen Teilen der Erdoberfläche steigt die erwärmte Luft empor und strömt polwärts, wobei sie sich allmählich abkühlt und senkt, um in dem Unterstrome wieder in geringere Breiten zurückzukehren und den Kreislauf zu schließen.

Die Vulkane schleudern die zerstäubten Massen geschmolzenen Gesteins bis in die obersten Schichten der Atmosphäre, von wo sie rasch oder nach langem Treiben über die Erde wieder zurück sinken. Bei Erdbeben werden Schollen der Erdrinde gehoben, an anderen Stellen gesenkt und wenn die gebirgsbildenden Kräfte Gebirgszüge aufwölben, brechen in anderen Gebieten Teile der Erdkruste ein, während hier Material im Meeresschoße abgelagert wird, tragen die zerstörenden Kräfte an einem anderen Punkte Massen des Festlandes ab. Es ist Gesetz, daß jede Massenverschiebung die Störung eines Gleichgewichtes bewirkt und zu einer Gegenäußerung an einem anderen Punkte führt.

Das gasförmige, das flüssige und selbst das feste Element sind stets in Bewegung, die sie vom Erdmittelpunkte entfernt und ihm wieder näher bringt, es herrscht ein stetes Schwanken um einen Ruhezustand, der nie erreicht wird. Dieses zentrifugale und zentripetale Streben der Materie wird durch zwei verschiedene Kräftegruppen bewirkt. Die eine sind die Eigenwärme der Erde und die Rotation, die kosmische Wärme (besonders der Sonne) und die Anziehung der Himmelskörper (besonders des Mondes und der Sonne). Sie alle streben, irdische Materie nach außen zu drängen, womöglich von der Erde loszureißen, sie wirken zentrifugal. Ihnen allen wirkt allein die Schwerkraft entgegen, deren potentielle Energie erst durch die anderen in Bewegung umgesetzt wird. Sie fesselt die Materie stets wieder an die Erde, sie wirkt in den Weltraum als Anziehungskraft.

Die endogenen (tellurischen) Kräfte trachten das Relief der Erde zu verschärfen. Die Rotation bewirkt die Abplattung, die Eruptionen häufen Massen des Erdinnern auf der Oberfläche auf und durch Kräfte im Erdinnern werden Teile der Erdkruste gehoben und gesenkt, aufgewölbt und über einander geschoben.

Die exogenen Kräfte wirken ausgleichend, sie trachten der Erde die ideale Kugelgestalt zu geben, wie die kosmische Anziehung durch die Gezeitenbremsung, sie tragen die Erhebungen ab und füllen die Vertiefungen aus, wie die von der Sonnenwärme im Kreislaufe gehaltenen Wässer und die Atmosphäre.

Dies sind die Kräfte, die unsere Erde verändern, die ihr vorübergehende Züge aufprägen, die aber auch ihr Altern bewirken. Sie sind nicht beständig und ändern sich und ihre Wirkungen im Laufe der erdgeschichtlichen Zeitschritte, ohne daß es uns möglich wäre, den Betrag dieser Wandlungen zu ergründen, denn die diesbezüglichen Berechnungen gehen nicht über rohe Annahmen hinaus. Manche dieser Kräfte wirken bisweilen im gleichen Sinne miteinander und ihr Effekt ist dann außergewöhnlich groß, sie können aber auch gegeneinander arbeiten und einander schwächen oder gänzlich aufheben.

Deswegen gibt es im Laufe der Erdgeschichte Zeiten, in denen eine ruhige Entwicklung zu erkennen ist und Perioden, die sprunghafte Veränderungen (Anastrophien) zeigen. Um diese zu erklären, hat man früher hypothetische Energiequellen herangezogen. Aber immer mehr zeigt sich, daß die Interferenz der heute wirkenden Kräfte alle diese Erscheinungen hervorrufen konnte, zumal man immer mehr die Wirkung der Zeit erkennt. Nie aber sehen wir einen Stillstand eintreten, eine Zeit der Ruhe auf der Erde, selbst wenn wir mit unseren beschränkten Mitteln den Fortgang der Erscheinungen nicht erfassen können.

Die dynamische Erdkunde befaßt sich mit der Untersuchung des Wirkens der auf der Erde tätigen Kräfte, während die dynamische Geologie nur die Veränderungen verfolgt, die deren Wechselspiel sichtbar hervorbringt und die Natur dieser Kräfte nur so weit ins Auge faßt, wie sie zum Verständnis dieser Wirkungen nötig ist. Hier liegt der engste Berührungs-punkt zwischen der Geologie und der physischen Erdkunde.

Es soll also in diesem Buche ein Bild der Tätigkeit dieser Kräfte und der Veränderungen gegeben werden, die sie auf der Erdoberfläche hervor- rufen und die uns gestatten, die Erscheinungen zu deuten, die uns als End- ergebnis einer langen Entwicklungsreihe entgegentreten.

Magnetismus

Eine Magnetnadel, die sich nur in der wagrechten Ebene bewegen kann, zeigt eine Abweichung von der Nordstüdlinie, die magnetische Deklination. Die Linien der Erdoberfläche, die Punkte gleicher Deklination verbinden, heißen magnetische Meridiane oder Isogonen. Sie schneiden sich in zwei magnetischen Polen, die von den Erdpolen verschieden sind und an denen die Deklinationsnadel in jeder Lage in Ruhe bleibt. Wird eine Magnetnadel so aufgehängt, daß sie sich um eine zum magnetischen Meridian senkrechte, also horizontale Achse drehen kann, so neigt sie sich gegen die Horizontalebene um einen mit dem Orte wechselnden Betrag (Inklination). Die Linien, die Punkte gleicher Inklination verbinden und die Isogonen rechtwinklig schneiden, heißen magnetische Parallel- kreise oder Isoklinen. Am magnetischen Äquator liegt die Inklinations- nadel horizontal, am magnetischen Pol stellt sie sich vertikal. Die beiden Daten geben die Richtung der magnetischen Anziehung der Erde an. Diese besitzt auch eine Stärke, Intensität, die ebenfalls nach dem Orte wechselt. Alle drei Größen schwanken in täglichen, jährlichen und anscheinend auch in größeren Perioden. So glaubt man zu erkennen, daß die elfjährigen Perioden der Sonnenflecke mit denen des Erdmagnetismus zusammenfallen.

Richtung und Intensität des Erdmagnetismus sind vom Bodenrelief und besonders vom geologischen Baue abhängig. So werden sie besonders durch jähne Gesteinswechsel beeinflußt, so daß man mit Hilfe sehr empfindlicher Magnetnadeln Schlüsse auf die Beschaffenheit der Erdrinde ziehen kann.

Die Ursache des Erdmagnetismus ist uns unbekannt, scheint aber sicher von der Sonne und dem Monde abzuhängen. Seine Veränderlichkeit, besonders das Eintreten plötzlicher Schwankungen, sogenannter magnetischer Ge-

witter, mit dem Auftreten von Sonnenflecken ist erwiesen. Die dabei sich einstellenden elektrischen Erdströme sind wohl ebenfalls kosmischer Herkunft.

Manche Gesteine sind einfach magnetisch, sie wirken auf beide Pole der Magnetnadel gleich anziehend oder abstoßend. Andere zeigen orientierte Pole, sie sind polarmagnetisch. Schon in den Sagen von Magnetbergen zeigt sich die frühzeitige Erkenntnis der magnetischen Wirkungen der Gesteine. Die meisten eisenhaltigen vulkanischen Gesteine, wie z. B. Laven, sind magnetisch, oft polarmagnetisch. Wo nun größere Massen magnetischer Minerale, besonders von Magnetit und Magnetkies, in der Erde liegen, zeigen empfindliche Magnetnadeln, sogenannte Magnetometer, deren Verbreitung an, was von größter Bedeutung für den Bergbau ist. Die Lage der magnetischen Pole im Erzkörper fällt meist mit der magnetischen Kraftlinie der Erde zusammen, das heißt, daß die Erzlager durch die induzierende Wirkung des Erdmagnetismus magnetisch geworden sind. Sie lassen selbst die täglichen Veränderungen nachweisen. Da die erdmagnetische Kraft vom Erdpole gegen den Äquator abnimmt, so übt ein Erzlager im hohen Norden eine stärkere Wirkung aus als ein gleiches weiter südlich gelegenes.

Radioaktive Vorgänge

Die große Bedeutung, die radioaktive Stoffe und ihre Wirkungen in letzterer Zeit auf dem Gebiete der Physik und Chemie erlangt haben, ließ die Vermutung wach werden, daß bei der fast allgemeinen Verbreitung, die sie in allen Gesteinen der Erde besitzen, auch radioaktive Vorgänge eine Rolle im Haushalte der Erde spielen. Das Erdinnere soll frei oder fast frei von radioaktiven Stoffen sein, die sich in der bis 300 km starken Außen- schale finden. Ihre Wirkung soll sich unter anderem in einer Wärmezunahme der Erde äußern, die durch den Zerfall dieser Stoffe verursacht wird. Dadurch würde der Wärmeverlust der Erde durch Abkühlung wenigstens teilweise ersetzt. Die Färbung durch radioaktive Strahlung ist für viele Minerale sichergestellt. Aus dem Zerfalle der radioaktiven Stoffe u. a. hat man weiters die Schätzung des Alters von Gesteinen und der Erde selbst (auf 100 bis 1314 Millionen Jahre) versucht. Aus den pleochroischen (Verfärbungs-) Höfen, die manche Minerale um kleine Einschlüsse von Zirkon, Titanit und Erzen zeigen, hat man auch das Alter dieser Gesteine ableiten wollen. Dies sind aber noch tastende Versuche, die keine Sicherheit bieten und über den Rahmen eines Lehrbuches hinausgehen.

Meteoriten

Eine für den Gesamthaushalt der Erde unwesentliche, aber für die vergleichende Geologie überaus bedeutsame Äußerung der Schwerkraft bewirkt den einzigen Zuwachs an Materie, den die Erde erfährt, seit sie als selbständiger Himmelskörper ihre Bahn angetreten hat, den Fall von Meteoriten. Als Fremdlinge aus dem Weltraume haben sie seit den ältesten Zeiten die Aufmerksamkeit der Menschen erregt, ja vielfach abergläubische oder gött-

liche Verehrung genossen, wie heute noch der große Meteorit Adschar el Aswad in der Kaaba zu Mekka. Erst Ende des XVIII. Jahrhunderts hat man ihre wahre Natur zu erkennen begonnen. Während sie früher öfters als Auswürflinge der Mondkrater angesehen wurden, hat man sie als kosmische, um die Sonne kreisende Körper erkannt, die beim Eintritte in die Atmosphäre (wohl in über 100 km Höhe) infolge der Reibung und der Zusammenpressung der Luft aufleuchten und im engsten Zusammenhange mit den Sternschnuppen, Meteoren und Leuchtkugeln stehen. Es hat sich gezeigt, daß die Sternschnuppenschwärme in geregelten Kometenbahnen die Erdbahn kreuzen. Manche Forscher vertreten die Ansicht, daß die Meteoriten von einer einst zwischen Mars und Jupiter bestandenen planetaren Masse stammen, aus der auch die Planetoiden hervorgegangen sind, andere lassen sie durch isolierte Zusammenballung im Sonnensystem selbständig entstehen. Es sollen täglich 10—12 Millionen Sternschnuppen durch die Atmosphäre ihren Weg nehmen. Die meisten treten wieder in den Weltraum hinaus, die kleineren oder weniger widerstandsfähigen verbrennen vollständig, die wenigsten werden von der Erde angezogen, so daß sie als Meteoriten auf die Oberfläche fallen. In Europa werden nur etwa drei Fälle jährlich bekannt, aber wenn man die Meere, die unbewohnten Landstriche in Betracht zieht, ergibt sich, daß etwa zwei bis drei Fälle täglich erfolgen dürften. Im ganzen sind etwa 1000 Fälle bekannt geworden. Man schätzt, daß die Erde im Jahre 450 Tonnen Materienzuwachs durch Meteoritenfälle erfährt.

Die Möglichkeit eines Falles ist wohl großenteils von der Geschwindigkeit abhängig, mit der ein Meteorit in den Bereich der Erdanziehung gelangt. Je nachdem er in der Richtung der Erdbewegung oder ihr entgegen seinen Weg nimmt, seine Geschwindigkeit und die Bahngeschwindigkeit der Erde sich summieren oder einander teilweise aufheben, erreicht er bis 100 km in der Sekunde. Nur bei geringer Geschwindigkeit dürften Meteoriten der Anziehung der Erde verfallen. In etwa 40 km Höhe ist infolge der Reibung der Atmosphäre die Eigenbewegung des Meteoriten gehemmt, er scheint an einer Stelle still zu stehen und dann im freien Falle die Erde zu erreichen. Durch die rasche Bewegung und die im Rücken des Meteors nachstürzende Luft wird ein Sausen, Knall, Geknatter und Donner erzeugt. Meist ist auch ein Rauchwölkchen zu bemerken, das aber wohl von feinen abgelösten Teilchen verursacht wird. Oft zerspringen die Meteoriten in der Luft, vermutlich infolge der erhitzten Gase des Innern oder infolge der Spannungen, die der Temperaturunterschied zwischen dem die Kälte des Weltraumes mitbringenden Kerne und der glühenden Rinde bewirkt, mit lautem Knalle und es fallen die Bruchstücke zur Erde.

Bei der starken, wohl 1600° erreichenden Erhitzung schmelzen die oberflächlichen Teile und der Meteorit überzieht sich mit einer meist schwarzen, matten, selten glänzenden Schmelzrinde, die an Sprüngen in das Gestein hineindringt. Die Abschmelzung ist begreiflicherweise stärker, wenn die Hitze länger eingewirkt hat. Darnach kann man also erkennen, welche Flächen eines Bruchstückes älter und welche später beim Zerspringen entstanden sind. Auch wird die Abschmelzung dort stärker sein, wo die Reibung und daher die Erhitzung größer sind. Dies ist an der Vorderseite des sich bewegenden

Stückes und an den seitlichen Rändern der Fall. Die Schmelzrinde ist äußerst schwach, selten geht sie über 2 mm hinaus, weil die Schmelze im Fluge durch die Luftströmung in glühendem Zustande abgeschleudert wird. Dadurch entstehen auf der Vorderseite Fließstreifen, die meist radial von der Mitte aus verlaufen (die sogenannte Schmelzdrift) und an den Rändern umgeschlagene Schmelzwülste, während die übrige Rückseite nur eine unter-

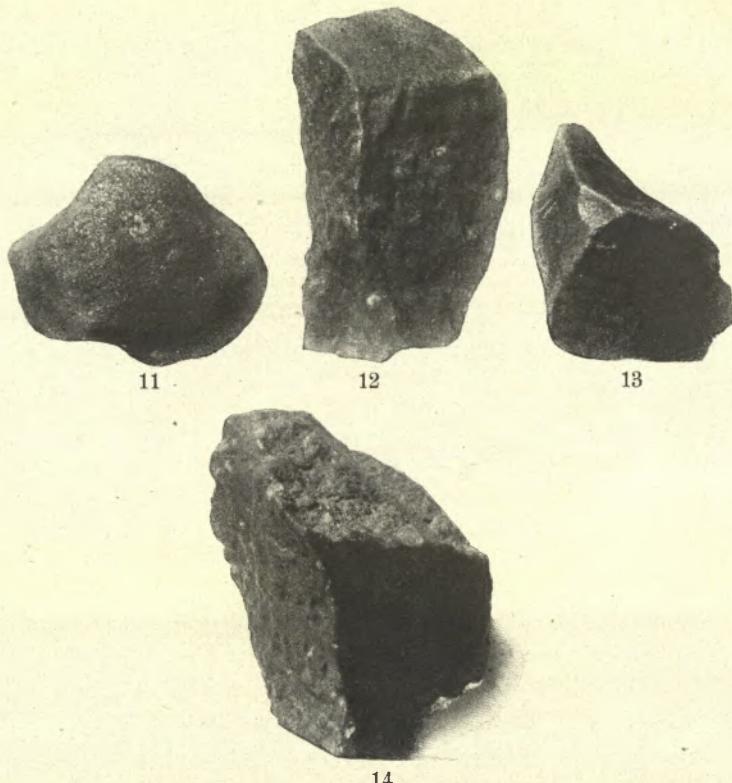


Fig. 11—14 Bruchstücke des Meteorsteinfallen von Mócs
 11 Primärfläche. 12 Primärfläche oben, Sekundärfläche rechts, Tertiärfläche links.
 13 Primärfläche links, Sekundärfläche rechts, Tertiärfläche unten.
 14 Sekundärfläche rechts unten, Tertiärfläche links, Quartärfläche oben

geordnete Abschmelzung zeigt. Man kann also die Brust- und Rückenseite eines Meteoriten bisweilen unterscheiden (orientierte Steine). Wendet sich ein Stein im Fluge durch Verlegung des Schwerpunktes, so kann die Rückenfläche zur Brust werden und darnach die Abschmelzung erfahren (umgekippte Steine).

Erst in den letzten Jahren hat Berwerth die Gestalt und die Oberflächenform von Meteoriten zu deuten gelehrt. Man muß dabei unterscheiden, ob es sich um Meteorsteine oder -eisen handelt. Diese sind Kristallgebilde mit gesetzmäßigen Flächen, Kanten und Ecken, jene massig gefügt

und stellen stets nur zufällig geformte, polyedrische Stücke dar. Die in der Atmosphäre erworbenen Schmelzerscheinungen zeigen bei beiden keine prinzipiellen Unterschiede.

Die Bruchfläche von Steinen ist von deren Struktur abhängig, meist rauh, bisweilen von Gruben bedeckt. Durch die Erhitzung werden nun zuerst die Ecken und Kanten geschmolzen, es tritt eine Glättung der Oberfläche ein, sie ist kantenlos und zeigt glatte, konvexe und konkave Flächen. Steine, die so zur Erde gelangen, sind von Primärflächen umgrenzt und werden als „ganze Steine“ bezeichnet. Sie haben keine Zersprengung

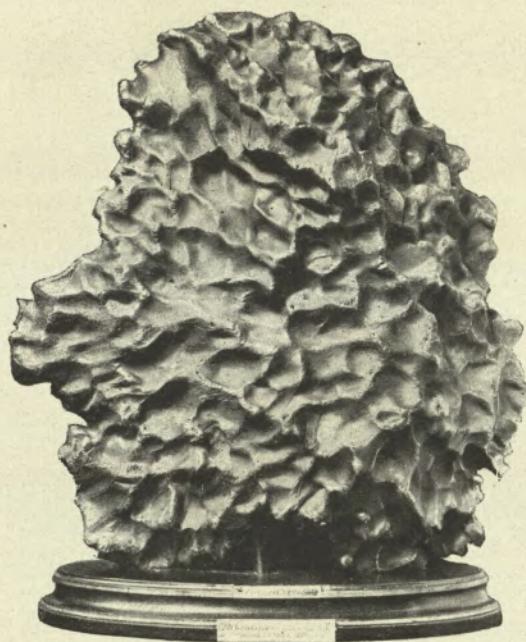


Fig. 15 Brustseite des Meteoreisens von Cabin Creek

in der Luft erfahren. Zerspringt ein Meteorit, so entstehen Bruchflächen, die wieder angeschmolzen werden. Diese sind der Erhitzung kürzere Zeit ausgesetzt und zeigen daher eine geringere Abschmelzung, sie sind rauher, gegrubt oder gewellt und werden als Sekundärflächen bezeichnet. Zerteilt sich der Stein weiter, so entstehen immer jüngere Flächen, die noch frischeren Bruch zeigen und man kann noch Tertiär- und Quartärflächen gut unterscheiden (Fig. 11—14). Es gibt alle Übergänge von knollenförmigen Gestalten bis zu kantigen Polyedern, Steine mit und ohne Gruben bei einem Falle.

Meteoreisen, deren Oberfläche oft Kristallflächen zeigt, zerreißen infolge ihrer Struktur mit zackigem Bruche, an dem man die Kristallflächen erkennt, die unregelmäßige Vertiefungen begrenzen. Durch die Abschmelzung werden die scharfen Kanten und Ecken stärker, die vertieften Partien weniger

angegriffen, was man schon am Unterschiede der Glätte erkennt. Jene zeigen eine viel stärkere Schmelzrinde als diese. Dadurch wird der spießeckige Bruch gemildert. Es entstehen flache Gruben, die von abgeschmolzenen Rändern umgeben sind und über die ganze Oberfläche hinweg geht auf der Brustseite die oft sehr deutliche Schmelzdrift (Fig. 15). Die Rückenseite ist meist glatter und flachmuschelig. Auch Eisen zerspringen in der Atmosphäre, obgleich dies infolge der Zähigkeit des Materials seltener sein dürfte. Es treten dann jüngere, frischere Bruchflächen höherer Ordnung auf.

Infolge des größeren Bruches und der Dünnschmelze der Eisenschmelze bilden die Gruben und deren Ränder ein welliges Relief. Durch Ausfallen und Ausschmelzen einzelner Bestandteile entstehen bisweilen tiefe Löcher. Steine haben seltener eine grubige Oberfläche.

Während die Steine widerstandsfähig sind, unterliegen die Eisen sehr der Verwitterung durch Rostung, so daß ihre Oberflächenskulptur in kurzer Zeit zerstört und nicht zur Untersuchung geeignet ist, die nur an frisch gefallenen Stücken vorgenommen werden darf. Diese sind aber selten. Nur zehn Fälle sind beobachtet worden, denen 250 Fundeisen gegenüberstehen.

Die Grubenskulptur der Meteoritenoberfläche ist bisher stets als *Pièzoglypten* (durch Druck ausgehöhlt) bezeichnet worden, da man nach Daubrées Versuchen irrig annahm, daß sie durch die erodierende Wirkung der komprimierten glühenden Luft hervorgerufen werden. Es handelt sich aber hier um abgeschmolzene Bruchflächen und es ist daher für sie der Name *Rhegmaglypten* (durch Bruch ausgehöhlt) eingeführt worden.

Durch Zerbersten infolge ihrer Sprödigkeit fallen viel mehr kleine Steine als Eisen. Der größte Stein im Gewichte von 550 kg stammt von Long Island, Kansas, einer von etwa 300 kg von Knyahinya in Ungarn, und schon solche von 100 kg sind selten. Die meisten sind von Faust- bis Nußgröße und darunter bis zu Staub. Sie fallen oft in großer Zahl, bisweilen von mehreren Tausenden. Bei Mös in Siebenbürgen mögen es 1882 mehr als 100.000 gewesen sein. Oft sind sie über weite Gebiete zerstreut, und gleichzeitige Fälle von Bruchstücken eines Meteoriten sind an 1000 km und weiter voneinander entfernten Punkten beobachtet worden. Die Eisen bilden öfters große Stücke von Hunderten von Kilogrammen. Das größte stammt von Ranchito in Mexiko und wiegt 50.000 kg.

Kosmischen Ursprungs scheint auch der Kryokonit zu sein, der im Grönland, Spitzbergen und anderen hocharktischen Gebieten als äußerst dünne Schicht auf dem Inlandeise angetroffen wird. Es ist ein feiner, grauer, im feuchten Zustande grauschwarzer Staub, der neben terrestren auch kosmische Gemengteile (Magnetit, metallisches Kobaltnickeleisen) enthält. In den Gebieten, wo der Jahresschnee im Sommer wegschmilzt, scheint seine Anreicherung zu erfolgen. Daraus läßt sich schließen, daß solche Staubfälle auch auf der übrigen Erdoberfläche erfolgen, aber wegen ihrer Geringfügigkeit nicht beachtet werden. Auf der winterlichen Schneedecke sind sie auch anderwärts nachgewiesen worden. Im Tiefseeschlamme, dessen Absatz sehr langsam erfolgt, hat man auch kosmische Beimengungen gefunden (siehe Abschnitt III C).

Die Meteoriten bieten die einzige Möglichkeit, außerirdische Materie zu untersuchen. Sie enthalten kein Element, das nicht auf der Erde vorhanden wäre. Es ist dies ein Beweis für die Einheitlichkeit der Materie in unserem Weltensysteme. Die Gemengteile der Meteoriten stimmen nur zum Teil mit den Mineralien der Erde überein. Die Masse ist zuweilen gleichartig, häufig gemengt, das Gefüge kristallinisch, körnig oder porphyrisch oder zeigt eckige Bruchstücke (ist klastisch oder breccios). Das kristallinische Gefüge ähnelt vulkanischen Gesteinen, das klastische vulkanischen Tuffen.

Der häufigste Bestandteil der Meteoriten ist gediegen Eisen, das stets mit Nickel legiert ist (Nickeleisen). Nach seinem Gehalte unterscheidet man



Fig. 16 Widmannstättensche Figuren des Meteoreisens von Quesa (phot. R. Köchlin)

Holosiderite (Meteoreisen, die fast ganz daraus bestehen), Syssiderite, die großenteils und Sporadosiderite, die untergeordnet Nickeleisen enthalten. Wenn man eine glatte Schnittfläche der Eisen mit Salpetersäure ätzt, so zeigt sich meist eine damastartige Zeichnung, die durch das Hervortreten der widerstandsfähigen nickelreichen Zwillingslamellen entsteht und die ein oktaëdrisches Gefüge erkennen lässt (Widmannstättensche Figuren) (Fig. 16). Weitere häufige Bestandteile sind das Phosphornickel-eisen (Schreibersit), Cohenit (Kohlenstoffeisen), Troilit (Einfachschwefeleisen), Chromit, Magnetit, Tridymit, Quarz, Olivin, Bronzit, Pyroxen, Plagioklas, Diamant, Graphit, Kohle u. a. Braunes Glas wurde vielfach festgestellt. Auch Gase kommen absorbiert vor, wie Wasserstoff, Helium, Argon, Kohlenoxyd, Kohlendioxyd, Stickstoff und Kohlenwasserstoffe.

In den Meteorsteinen trifft man zahlreiche runde kristallinische Einschlüsse (Chondren), die in irdischen Felsarten nicht auftreten. Sie werden als Erstarrungsprodukte, als erstarrte Tropfen gedeutet und bestehen

vorherrschend aus Nickeleisen, Troilit, Olivin, Bronzit, Glas. Diese Steine werden Chondrite genannt.

Die Meteorsteine haben also, wenn man sie mit irdischen Vorkommen vergleichen will, Ähnlichkeit mit vulkanischen Produkten. Massengesteine, von der Art des Granits, fehlen ihnen.

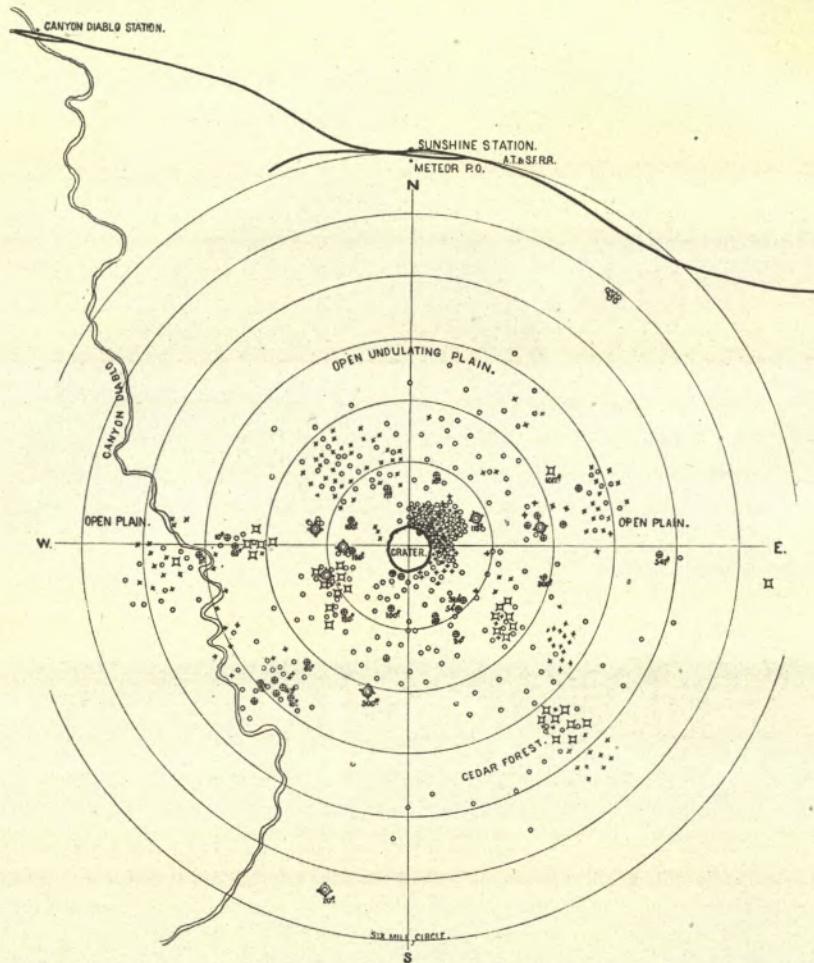


Fig. 17 Die Verteilung der Meteoriten um Meteor Crater in Arizona
(nach S. J. Holsinger aus D. M. Barringer)

Die Eisen scheinen nach den Vorstellungen, die wir von unserer Erde haben, aus dem Innern von Himmelskörpern zu stammen, deren Rinde von der eisenarmen Meteorsteinmasse gebildet worden ist. Wie die Zertrümmerung dieser Körper erfolgt ist, wissen wir nicht. Sie können durch Zusammenstoß oder durch Gasexplosionen vulkanischer Natur zersprengt worden sein. Fluidalstruktur, die in manchen Meteoriten nachgewiesen worden ist, spricht für den einstigen magmatischen Zustand dieser Massen

und die Gleitflächen (Harnische), die an ihnen auftreten, wie die Trümmerstruktur, lassen Massenbewegungen auch auf jenen zerstörten Himmelskörpern ersehen.

Die Meteoriten gelangen im freien Falle aus großer Höhe mit bedeutender Geschwindigkeit an die Erdoberfläche und graben sich mehr oder

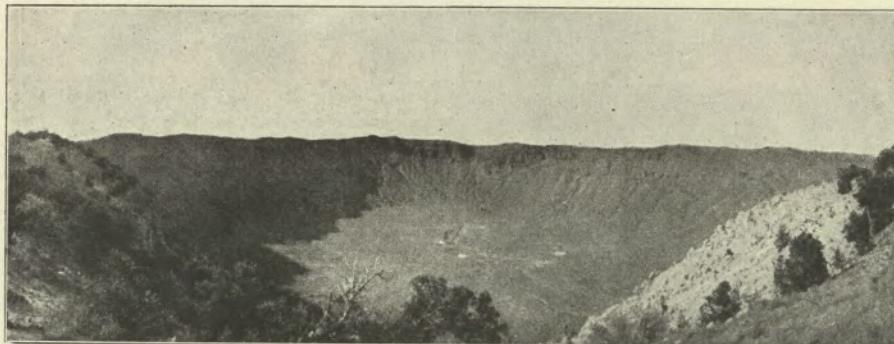


Fig. 18 Innenansicht des Meteor Crater (nach D. M. Barringer)

tiefer in den Boden ein. Infolge ihrer geringen Masse sind diese Vertiefungen unbedeutend. Nur an einer Stelle ist bisher eine solche gefunden worden, deren Entstehung einem Meteoritenfalle zugeschrieben wird. In Nordarizona ist unweit des Canyon Diablo auf dem aus horizontal gelagerten Kalken und Sandsteinen aufgebauten Plateau ein zirka 4000 Fuß weiter und

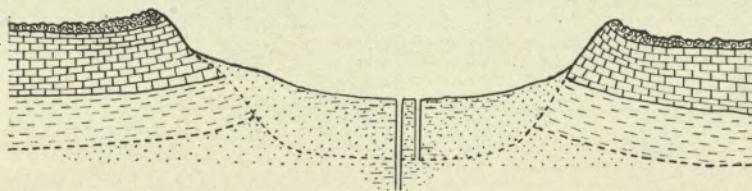


Fig. 19 Profil durch den Meteor Crater (nach N. H. Darton)
Zeigt die gegen den Krater gehobenen Schichten, den Schuttwall, die veränderten Partien unter dem Boden des Kessels und die Bohrlöcher.

600 Fuß tiefer, kreisförmiger Kessel steilwandig eingesenkt, der von einem etwa eine halbe englische Meile breiten Walle umgeben ist, der sich 120 bis 160 Fuß über das Plateau erhebt und in dem die Schichten bis zu 80° aufgerichtet sind (Fig. 17—19). Der Wall ist von Gesteinstrümmern mit hausgroßen Blöcken bedeckt. Der Inhalt des Kessels dürfte zirka $62,000,000 m^3$ sein und das sichtbare ausgeworfene Material dieser Masse entsprechen. Blöcke von 50 bis mehrere hundert Pfund Gewicht sind $1/2$ bis 2 englische Meilen weit geschleudert worden. Der Boden des Kessels ist von Sanden und Süßwasserbildungen bedeckt.

Man hielt diesen Kessel ursprünglich für einen Krater, der durch eine Gasexplosion entstanden wäre (Maar), zumal in der Nähe vulkanische Kegel auftreten. Aber vulkanisches Material fehlt vollständig und Bohrungen, die im Krater und in der Umgebung vorgenommen worden sind, haben gezeigt, daß die Schichten nirgends von einem Schloß durchbrochen werden. Weiter hat man zahllose Meteoreisen von mehreren hundert Kilogramm bis zu feinstem Korne bis $5\frac{1}{2}$ Meilen weit um den Krater und zwar am zahlreichsten unmittelbar am Rande gefunden, die als die Eisen von Canyon Diablo bekannt sind und zusammen über 4 Tonnen wiegen. Es bildete sich die Ansicht, daß das Loch durch den Fall eines großen Meteoriten entstanden wäre, der vielleicht noch in der Tiefe läge. Um dies zu entscheiden, wurden Bohrungen durchgeführt. Es stellte sich dabei heraus, daß der feste Fels in 800—900 Fuß unter der Sohle ansteht und die Schichten bis in diese Tiefe durch Druck und Hitze zu einem schieferigen Sandsteine oder bimssteinähnlich verändert sind. Bis 600 Fuß Tiefe wurden zahllose Partikelchen von Nickeleisen darin angetroffen. Unter den dort gefundenen Meteoriten gibt es viele schalige Knollen, die im Innern das Nickeleisen bergen und von einer oxydierten Rinde umgeben sind.

Man nimmt an, daß ein Schwarm von Meteoriten, unter dem sich einer von etwa 500 Fuß im Durchmesser befunden hat, hier niedergestürzt ist. Durch den heißen Luftstrom, der den Massen voranging und explosionsartig seitlich auswich, wurde der Kessel geschaffen. Was mit der Hauptmasse des Meteoriten geschehen ist, kann nur vermutet werden. Die Bohrungen haben bisher noch kein Anzeichen geliefert, daß sie in die Erde eingedrungen ist. Es ist nicht anzunehmen, daß sie gänzlich durch Oxydation entfernt wurde, da sich so viele kleine Teile erhalten haben und das Klima des Landes trocken ist. Ebensowenig scheint sie in kleine Teile zerbrochen zu sein, die man gefunden haben müßte. Es ist auch der Fall erwogen worden, daß der Meteorit wieder abgeprallt und an einer anderen Stelle, vielleicht im Pazifischen Ozeane, niedergefallen ist. Dies zu entscheiden, ist gegenwärtig nicht möglich.

Neben den Eisen- und Steinmeteoriten, deren kosmische Natur erwiesen ist, werden schon seit langer Zeit auch Glasmeteoriten (Tektite nach F. E. Sueß) erwähnt, deren Herkunft freilich noch nicht geklärt ist. An verschiedenen, weit auseinandergelegenen Stellen der Erdoberfläche, in Südböhmen und Mähren, im hinterindischen Archipel, in Australien und Tasmanien, vereinzelt auch an anderen Punkten, hat man in den jüngsten Schichten der Erdoberfläche zahllose, zum Teil abgerollte Stücke durchscheinenden, grünlich-schwarzen Glases gefunden, deren Form, Oberflächen-skulptur und chemische Zusammensetzung — es sind überaus saure Kalk- und Kaligläser — je nach den Fundgebieten verschieden ist. Sie werden daher nach diesen mit verschiedenen Namen bezeichnet: Moldavite für die böhmisch-mährischen, Billitonite für die hinterindischen und Australite und Queenstownite für die entsprechenden australischen und tasmanischen Vorkommen (Fig. 20—27). Sie erreichen selten die Größe eines Hühnereies. Ihre Gestalt ist sehr verschieden: unsymmetrische, schalige und plattige oder fladenförmige Scherben, stengelartige Stücke oder sym-

metrisch kreisrunde Scheiben, Ellipsoide, birn-, linsen-, sanduhrförmige bis kugelige Formen. Auch Hohlkugeln treten auf. Die Formen entsprechen Bruchstücken oder sind vielfach ganze Körper. Die Moldavite und Billitonite

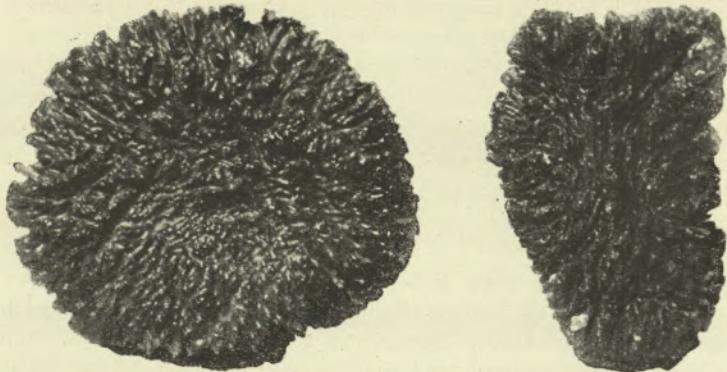


Fig. 20, 21 Moldavite mit stark skulpturierter Oberfläche

zeichnen sich durch starke Skulptur aus, die meist schneidige Kämme aufweist, die durch tiefe Furchen getrennt werden, oft abhängig von der Gestalt, z. B. bei kreisförmigen Stücken radial verlaufen und deren höchste

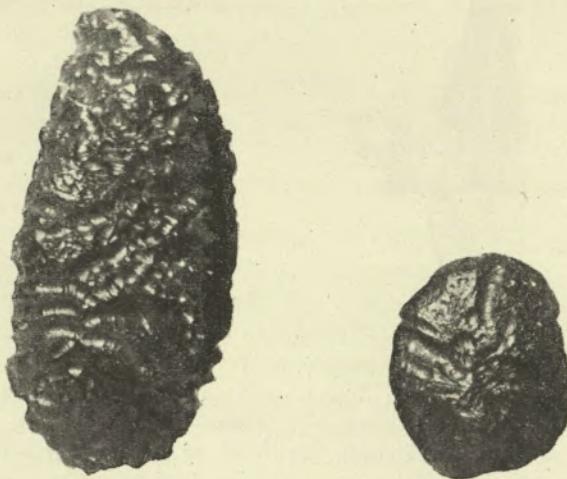


Fig. 22, 23 Billitonite

Stellen eine Oberfläche bezeichnen, in die das Relief hineingearbeitet ist. Oft ist die Skulptur schwächer. Über ihr liegt meist eine ähnliche in kleinerem Maßstabe. Die ganze Oberfläche zeigt einen matten, lackartigen Glanz, der durch feine Grübchen hervorgerufen wird und allen Tektiten eigen ist. Er ist sicher eine Ätzungserscheinung. Den Australiten und Queenstowniten fehlt die starke Skulptur meist völlig, jene zeigen eine matte, gekörnelte Oberfläche, wie sie oft Wüstengerölle eigen ist.

Die Deutung dieser Funde ist noch umstritten. Man hat an künstliche Glasprodukte, vulkanische Auswürflinge — sogar aus Mondkratern — oder kosmische Gläser (Glasmeteoriten) gedacht. Gegen die vulkanische Herkunft spricht, daß man sie nie in einem vulkanischen Gesteine gefunden hat, daß Vulkane meist zu weit entfernt sind und Glasauswürflinge nach



Fig. 24, 25 Australite

Gestalt, chemischen und physikalischen Eigenschaften verschieden sind. Auch wäre ihre Beschränkung auf so wenige und so weite Landstriche und die auffällige Verschiedenheit der Gestalt je nach dem Vorkommen unwahrscheinlich. Sie zeigen aber auch keine Ähnlichkeit mit Meteoriten, die stets Bruchstücke darstellen, die beim Fluge durch die Atmosphäre abgeschmolzen



Fig. 26, 27 Queenstownite (nach F. E. Suess)

sind, wobei gerade die Ecken und Kanten angegriffen werden. Das Relief, das durch Schmelzung (Luftkorrosion) nicht zu erklären ist, ist bei ihnen in die Oberfläche hineingearbeitet, während es bei Meteoriten ursprünglich ist und verwischt wurde. Weiter ist nie ein Fall von Glasmeteoriten beobachtet worden und der einzige gemeldete beruhte auf einem Irrtume. Sodann ist es schwer, bei der Gleichförmigkeit der Form und der Zusammensetzung der Meteoriten die Verschiedenheit der Gestalt, der Skulptur und der chemischen Eigenschaften der Tektite nach den einzelnen Gebieten zu erklären. Auch treten oft so eigenartige gleiche Gestalten (z. B. Knopf- und Biskuitformen in Australien) auf, daß ihre Entstehung schwer deutbar ist.

Die Deutung der Tektite als künstliche Gläser begegnet auch Schwierigkeiten. Es ist sehr auffällig, daß sie auf so wenige Gebiete der Erde be-

sehränkt sind, obgleich sich gerade in letzter Zeit die Fundorte vermehrt haben. Das Vorkommen in Gegenden, die keine Spur einer alten Glasindustrie oder überhaupt irgend welcher alten menschlichen Kultur zeigen, ist schwer zu erklären und die Einheitlichkeit ihrer chemischen Zusammensetzung, der physikalischen Eigenschaften und der Gestalt in den verschiedenen, oft so ausgedehnten Gebieten, z. B. einem großen Teile Australiens, ist sehr merkwürdig. Die so eigenartige Reliefskulptur vieler Stücke und ihre Verschiedenheit nach den Fundorten haben bisher auch noch keine Erklärung gefunden. Vielleicht hängen sie mit dem Klima zusammen und es haben die Moldavite die stärkste, die Billitonite und Queenstownite schwächere Ätzung durch Sickerwässer (nach Analogie der Rillensteine, siehe Abschnitt III A) erfahren, während die Windkorrasion der Australite schon erkannt ist. Diese Fragen sind aber nach ihrer gegenwärtigen Erforschung noch nicht spruchreif. Es verdient bemerkt zu werden, daß in paläolithischen Kulturschichten, also im Diluvium, bearbeitete Moldavitsplitter gefunden worden sind.

II. Das Wirken der Kräfte des Erdinnern

A. Die vulkanischen Erscheinungen

Die vulkanischen Erscheinungen der Tiefe

Unter Vulkanismus verstehen wir die Erscheinungen, die mit dem Empordringen schmelzflüssiger Gesteinsmassen (Magma) aus dem Erdinnern in die feste Erdrinde verknüpft sind. Wenn diese keine Äußerung gegen die Erdoberfläche zeigen, so werden sie als vulkanische Erscheinungen der Tiefe (Tiefenvulkanismus) bezeichnet. Machen sie sich auf der Oberfläche bemerkbar, so heißen sie Oberflächenvulkanismus oder Vulkanismus schlechtweg. Oft werden sie, wie später gezeigt werden wird, nur durch das Hervorbrechen heißer Wässer und gasförmiger Stoffe oberflächlich angedeutet.

Als sich die feste Erdrinde gebildet hatte, war die freie Wärmeabgabe des Innern an den Weltraum unterbrochen.

Nach der unsere Vorstellung am meisten befriedigenden Annahme besitzt die Erdkruste eine Dicke von etwa 100 bis 200 km und darunter folgt eine Magmazone von zirka 1400 km Mächtigkeit, unter der sich erst der schwere und starre Erdkern befindet. Über den Zustand der Magmazone können wir nur Vermutungen äußern, doch dürfte der hier herrschende Druck die mehrere tausend Grad messende Gesteinsschmelze in einem verfestigten Zustande halten, der bei einer Druckentlastung sofort in den flüssigen übergeht. Die Massen der Pyrosphäre scheinen sich in einer Differenzierung nach dem spezifischen Gewichte, das mit der mineralischen Zusammensetzung und dem Gasgehalte wechselt, entweder entsprechend ihrer Schwere in schaliger Anordnung oder schlierenartig durcheinanderfließend zu befinden. Als Schlieren bezeichnet man eine Partie eines Körpers, die von der übrigen Masse verschieden, mit ihr aber durch Übergänge verbunden ist. Flüssige Massen sind selten ganz homogen, sondern fast immer von unregelmäßigen Schlieren mit anderen physikalischen Eigenschaften durchzogen.

Als in der Vorzeit die Wärmeabgabe des Erdinnern noch stürmischer erfolgte, mögen aus der Pyrosphäre selbst Massen emporgedrungen sein, um die Panzerdecke zu durchbrechen oder, wenn sie dies nicht vermochten, in ihr zu erstarren. Die Magmazone scheint heute nicht mehr irgend welche Äußerungen gegen die Erdoberfläche auszutüben, sondern sie an die verein-

zeltten peripherischen Herde abgetreten zu haben, die, in die feste Erdkruste eingeschlossen, ihren glutfesten oder glutflüssigen Zustand bewahrt haben und mit ihr vielleicht gar nicht mehr in Verbindung stehen, also bei fortschreitender Erstarrung nur eine recht beschränkte Lebensdauer besitzen. Dafür spricht, wie wir sehen werden, der Umstand, daß manche vulkanische Erscheinungen einen sehr ephemeren Charakter zeigen, daß die großen Eruptionsperioden der Erdgeschichte, soweit sie genauer verfolgt werden können, eine auffällige Erlahmung der Tätigkeit verraten, daß das Material ziemlich nahe liegender Vulkangebiete verschiedene Beschaffenheit besitzt und benachbarte Eruptionszentren oft eine große Unabhängigkeit voneinander zeigen. Ebenso läßt die auffällig rasche Zunahme der Tiefentemperatur in einigen vulkanischen Gebieten die Nähe eines Glutherdes vermuten. Auch der vielfach beobachtete Wechsel in der Beschaffenheit der an einer Stelle geförderten Magmamassen läßt sich durch deren Differenzierung in den einzelnen beschränkten Herden erklären, so daß, um nur ein ganz grobes Beispiel anzunehmen, vielleicht zuerst die tiefsten oder die höchsten Partien und dann die übrigen in einer gewissen Reihenfolge empordringen.

Gesteine der Erdkruste können auch durch Senkung in solche Regionen gelangen, daß sie wieder aufgeschmolzen werden. Es würde dabei eine Tiefe von 40 km genügen, um die Schmelztemperatur der meisten Minerale (zirka 1200°) zu erreichen.

Welche Umstände nun das Magma bewegen, seinen Weg gegen die Erdoberfläche zu nehmen, wissen wir nicht. Es ist möglich, daß Störungen in der festen Erdkruste die unter gewaltigem Drucke stehenden Massen durch die Druckentlastung örtlich aufschmelzen lassen, gerade so wie überhitztes Wasser, das unter Druck steht, explosiv verdampft, sobald eine entsprechende Druckverminderung erfolgt. Es mögen auch auf physikalischem oder chemischem Wege Steigerungen der Temperatur eintreten, die das Magma befähigen, in radialer Richtung, etwa vergleichbar den Protuberanzen der Sonne oder einer Stichflamme, seine Hülle aufzuschmelzen. Diese Aufschmelzungstheorie findet eine Stütze darin, daß man wiederholt beobachtet hat, wie Magmen, die aus der Tiefe emporgedrungen sind, Gesteine der Erdoberfläche nur teilweise aufgezehrt haben, so daß man diese, wenn auch in veränderter Beschaffenheit, durch die Region der aufgedrungenen Massengesteine hindurch verfolgen kann. Auch die viele hundert Meter Schichtgesteine durchdringenden Lavakanäle von sehr geringem Durchmesser, die an keiner Kluft liegen, können nur durch ein Aufzehren des Gesteins unter hohem Drucke erklärt werden (vgl. Fig. 116).

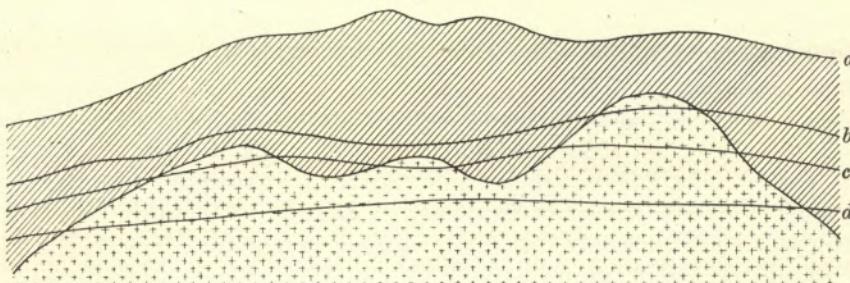
Man hat gegen diese Theorie eingewendet, daß die Zusammensetzung der Durchbruchsgesteine an der Oberfläche von der der durchbrochenen und daher aufgezehrten unabhängig ist. Doch ist dies nicht zu verwundern, wenn man bedenkt, daß in dem Magma Strömungen herrschen, die den Wärmeverlust an der Oberfläche ersetzen und daß die dabei in Betracht kommende Magmamenge die der aufgelösten Gesteine wohl um ein Vielfaches übertrifft.

Die Annahme, daß Druckerscheinungen im Erdinnern, etwa das Sinken von Erdschollen, die Auspressung des Magmas bewirken, dürfte in manchen Fällen richtig sein.

Für größere Magmakörper wird ein mechanisches Losbrechen des Daches, dessen Schollen untersinken und eingeschmolzen werden, angenommen (Aufstemmungshypothese). Sehr viel für sich hat auch die Erklärung, daß das Magma beim fortschreitenden Erstarren entgast wird und die aufschäumenden Gase das Aufquellen verursachen.

Sicher spielt also der Dampf- und Gasgehalt des Magmas eine große Rolle in der Mechanik der Magmabewegung. Und zwar muß man sich wohl vorstellen, daß schon der ursprüngliche glutflüssige Erdkörper ungeheure Massen von Gasen und Dämpfen absorbiert enthielt, von denen teilweise das chemisch gebundene Wasser der Silikate, wie Feldspate, Glimmer u. dgl.,

28



29

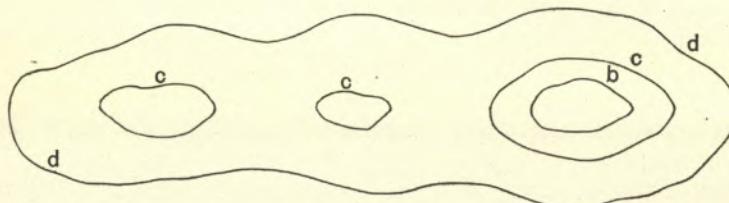


Fig. 28 Batholith, in die Erdrinde eingedrungen, *a*, *b*, *c*, *d* Landoberflächen bei fortschreitender Abtragung (schraffiert), durch die im Terrain (Fig. 29) zuerst *b*, dann *c*, *c*, *c* und endlich eine einheitliche Masse *d* an die Oberfläche treten.

stammt und die zum Teil bei fortschreitender Erstarrung frei werden. So absorbiert 1 l geschmolzenen Silbers 22 l Sauerstoff und welche Wasserdampfmengen in den Gesteinen gebunden sind, zeigen Versuche. So gibt 1 kg Granitpulver, das zuerst bei 200° getrocknet worden ist, bei Rotglut im luftleeren Raume 10 g Wasser und das sechsfache bis siebenfache Volumen des Gesteins an Gas. 1 m^3 Granit, der 2664 kg wiegt, gibt also 26.64 kg Wasser, 1 km^3 26.640.000.000 kg oder 27.000.000 m^3 Wasser und etwa 7.000.000.000 m^3 Gas zu 15° und etwa dreimal soviel bei Rotglut. Das Gas des Granits besteht aus 77% Wasserstoff, 15% Kohlensäure, 5% Kohlenoxyd, 2% Methan und 0.83% Stickstoff und Argon.

Nun hat eine der größten Eruptionen Europas, die des Ätna im Jahre 1865, die 200 Tage dauerte, etwa 10.000 t Wasserdampf pro Tag, also 2.000.000 t in dieser Zeit geliefert, so daß $1/4 km^3$ Granit genügt, um diese Dampf-

menge bei Rotglut zu liefern, also eine solche Eruption zu bewerkstelligen. Und gegenüber den Gesteinsmassen, die am Aufbau der festen Erdrinde Anteil nehmen, ja gegenüber den Raumhalten selbst kleiner Bergmassen ist diese in Frage kommende Gesteinsmenge so gering, daß man erkennt, welch untergeordnete Erscheinungen selbst so große vulkanische Vorgänge im Haushalte der Erde vorstellen. Wir sehen also, daß die Aufschmelzung verhältnismäßig geringer Teile der Erdrinde gewaltige Dampf- und Gasmengen frei werden läßt, die einen Druck auf die Hülle in zentrifugaler Richtung ausüben werden.

Man hat auch den von der Erdoberfläche einsickernden Wassermengen eine Bedeutung für die Physik der Ausbrüche zugeschrieben, aber wenn dieser Vorgang wirklich in Betracht kommen sollte, so sind die dabei wirksamen Mengen sicher sehr gering im Vergleiche zu denen, die dem Magma ursprünglich eigen sind. Es läßt sich auch schwer vorstellen, wie eine Flüssigkeit das Magma erreichen sollte, ohne daß dessen unter hohem Drucke stehenden Gase entweichen. Es kann aufsteigendes Magma wohl nur die Mengen von Gebirgsfeuchtigkeit antreffen, die gewiß Explosionen verursachen können.

Wir haben also jedenfalls mit einem Magma des Erdinnern zu rechnen, das das Bestreben hat, die Erdrinde zu durchdringen. Nach der Aufschmelzungstheorie geschieht dies sicher in vielen Fällen, besonders wo es sich um ausgedehntere Massen handelt, durch ein Aufzehren der Gesteinhülle, in anderen aber sind es wohl bestehende Spalten und Klüfte, die dem Magma den Weg bahnen, auf dem es rascher und ohne starke Abkühlung zu erleiden empordringen kann. Doch muß ausdrücklich betont werden, daß öfters dünne Magmakanäle, ohne Klüften zu folgen, die Erdkruste durchsetzen. Dieses aderngleiche Eindringen in festes Gestein setzt eine rasche Bewegung des Schmelzflusses voraus und bietet wegen der schnellen Erstarrung so geringer Magmamengen der Aufschmelzungstheorie Schwierigkeiten.

Wenn zur Erdoberfläche strebende Magmamassen nicht so viel Wärme oder Kraft entwickeln, daß sie die Erdrinde ganz durchbrechen können, sondern in ihr gewissermaßen stecken bleiben, spricht man von kryptovulkanischen Erscheinungen — intratellurischen oder Tiefenruptionen —, die uns in ihrem Werden natürlich verborgen bleiben und die uns nur zugänglich sind, wenn die sie verdeckenden oberen Teile der Erdkruste entfernt werden. Wir kennen sie also nur aus der Vorzeit der Erde. Zu ihnen gehören vor allem die Stücke oder Batholithe. Man versteht darunter große, unregelmäßige Magmamassen, die ihren Querschnitt mit der Tiefe vergrößern und, soweit die Beobachtung reicht, keine älteren Schichten der Erdkruste unter sich (im Liegenden) haben, also anscheinend mit dem hypothetischen Magmaberde in breiter Verbindung stehen (Fig. 28). Ihr Dach, das ist die nicht durchbrochene Partie der Erdrinde, ist bisweilen domartig aufgewölbt, aber das Nebengestein zeigt keinerlei Aufblätterung oder sonstige größere Lagerungsstörungen. Bei fortschreitender Abtragung verbreitert sich ihre horizontale Ausdehnung, benachbarte Stücke vereinigen sich (Fig. 28, 29). Da man Batholithe nur aus der Vorzeit der Erde kennt, weiß man nicht, wie sie sich gegen die Oberfläche geltend gemacht haben, ob sie die Herde für ehemalige Vulkane, also die

sogenannte vulkanische Narbe, vorstellen (Fig. 30) oder nicht die Kraft besessen haben, ihre Deckschichten zu durchdringen. Ihre Ausmaße sind oft riesig, wie im Harz, Riesengebirge, Montblanc u. a. Da das Empor-

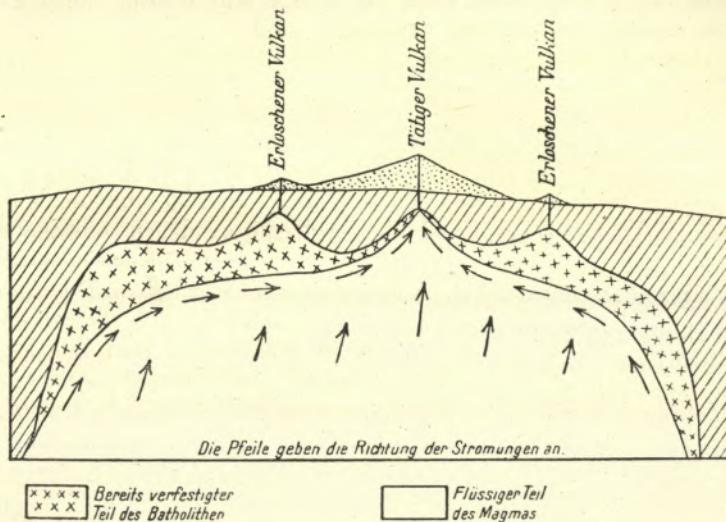


Fig. 30 Tätige und erloschene Vulkane über einem Batholithen
(nach R. A. Daly aus F. von Wolff)

quellen gewaltiger Magmamassen bisweilen mit gefalteten Gebirgen verknüpft erscheint, hat man sie früher als die Ursache der Gebirgsbildung angesehen. Doch scheint das nur in einigen untergeordneten Fällen zuzu-

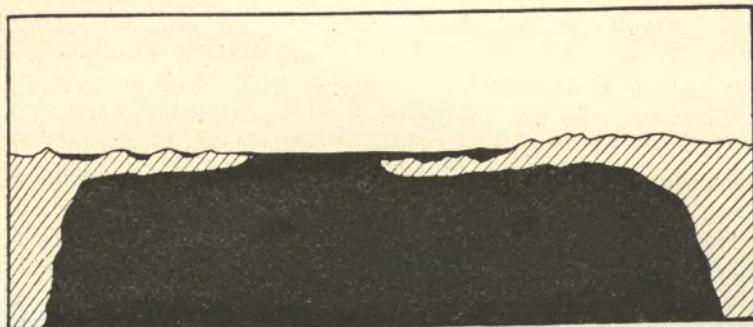


Fig. 31 Arealeruption (nach F. von Wolff). Das Magma (schwarz) durchbricht die Erdrinde (schraffiert) und ergießt sich über die Oberfläche.

treffen. Sie haben sich nach den erwähnten Anschauungen wohl meist ruhig in die Erdrinde hineingefressen. Es ist anzunehmen, daß Batholithe ihr Dach auch völlig durchbrechen und große Magmamassen aus weit ausgedehnter Öffnung austreten lassen konnten. Solche Vorgänge, die als Areal-

eruptionen bezeichnet werden, sind wohl in den frühen Entwicklungsstadien der Erde, als die Erdkruste noch wenig mächtig war, eingetreten und haben die Bildung der Panzerdecke unterstützt (Fig. 31). Nachgewiesen sind solche Eruptionen bisher nicht, da ja nur sehr oberflächliche Teile der Erdkruste unserer Beobachtung zugänglich sind.

Die Henry Mountains in Nordamerika haben einen eigenen Typus in die Erdkruste eingedrungener Magmamassen gezeigt. Diese wurden in Schichtfugen eingepreßt (Intrusivmassen) und durch ihren Druck die überlagernden Schichten kuppelartig aufgewölbt. Es ergibt sich also meist eine durch einen Stiel mit dem Herde der Tiefe verbundene pilz- oder brotlaibförmige Gesteinsmasse, für die der Aus-

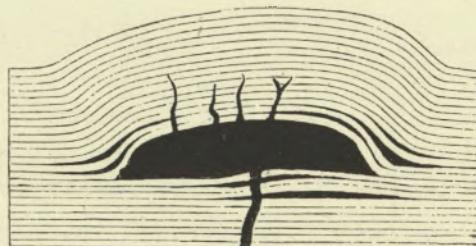


Fig. 32 Schnitt durch einen Lakkolithen mit Apophysen und Schichtintrusionen (Lagergängen) (nach G. K. Gilbert)



Fig. 33 Der Lakkolith von Wately (nach einer Aufnahme von N. Andrusoff)

druck Lakkolith gebräuchlich ist (Fig. 32). Man hat mancherlei Formen von Lakkolithen unterschieden, aber es ist klar, daß diese Terminologie durch die Vielseitigkeit der Natur ad absurdum geführt werden muß. Die periklinale Fallrichtung (das nach allen Seiten gerichtete Abfallen) des Daches läßt oft nicht aufgeschlossene Lakkolithe schon an der Ober-

fläche erkennen (Fig. 32, 33). Wenn der Druck des Magmas den Widerstand der auflagernden Schichten überwindet, bricht das Dach auf oder es kann bei einem eventuellen Nachsitzen des Intrusivkörpers einbrechen.

In Nordamerika sind in der jüngsten Tertiärzeit ganze Gebirge durch intrusiv Kerne entstanden, die bis zu 3500 m mächtige Gesteinsdecken zu

heben hatten und heute durch tiefgreifende Erosion bloßgelegt sind und alle Stadien der Abtragung zeigen. Manche dieser Lakkolithe erreichen 2300 m Mächtigkeit und einen Umfang von 20 km. Man hat an vielen Punkten, in den Alpen (Adamello), in Skandinavien, Mexiko u. a. O., in verschiedenen Formationen, aber meist in kristallinischen Schiefern Lakkolithe nachgewiesen. Aus der Gestalt

dieser Intrusivformen ergibt sich von selbst, daß sie bei fortschreitender Abtragung bis auf den Stiel verschwinden. Dadurch unterscheiden sie sich von den Batholithen.

In gestörte Schichten der Erdoberfläche werden Magmamassen infolge

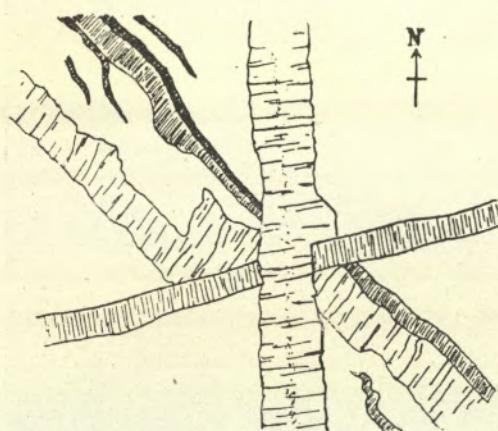


Fig. 34 Apophysen im Gesteine
(nach A. Geikie aus F. von Wolff)

des geringeren Widerstandes leichter eindringen und deshalb in Gebirgen häufig angetroffen. Auf diese Weise werden die in den Alpen auftretenden Grünsteine gedeutet, die zwischen die einzelnen Gebirgsschollen hineingepreßt erscheinen.

Von größeren Magmamassen der Tiefe können Kanäle — Gänge oder Adern — ausgesendet werden, die man Apophysen nennt (Fig. 32, 34). Bisweilen gabeln und verzweigen sie sich in Äste (Trümmer), zertrümmerte Gänge. Aus ihrer weiten Erstreckung im Verhältnisse zu ihrer geringen Stärke

muß der Schluß gezogen werden, daß ihr Eindringen sehr rasch erfolgt ist. Es ist nicht nötig, daß schon früher Spalten bestanden haben, die ausgefüllt wurden (Injektion), sondern es scheint das Nachdringen des Magmas mit deren Aufreißen gleichzeitig unter Druck vor sich zu gehen (Intrusion). Vielfach wird beobachtet, daß schon bestehende Gänge von jüngeren Spalten gekreuzt werden, in die wiederum das Magma eindringt. Auf diese Weise kann

man das relative Alter der verschiedenen Gänge unterscheiden, da der kreuzende (verwerfende) Gang (Verwerfer) jünger ist als der gekreuzte (verworfene) (Fig. 35). Zu den Intrusionen sind auch die Lagergänge zu rechnen, die in aufgesprengte Schichtfugen eingepreßte Magmamassen von geringer Stärke vorstellen. Das größte Beispiel dieser Art bildet der Whin

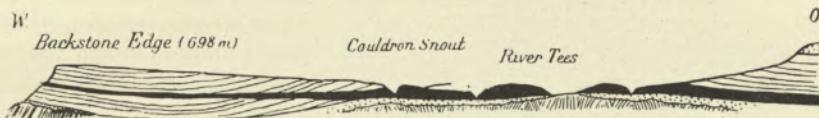


Fig. 36 Profil durch den großen Whin Sill, einen Lagergang
(nach A. Geikie aus F. von Wolff)

Sill, eine 20 m mächtige Basalttafel, die sich in horizontal gelagerten Schichten von Northumberland auf über 100 km verfolgen läßt (Fig. 36).

Die in die Erdrinde eindringenden Magmamassen erstarren infolge Wärmeverlust und tragen bei die Erdkruste zu verstärken. Sie bilden die Erstarrungs-, Durchbruchs- oder Massengesteine. Deren Be schaffenheit ist je nach der Zusammensetzung des Schmelzflusses verschieden, aber auch dasselbe Magma kann unter verschiedenen Bedingungen ein verschiedenes Erstarrungsprodukt liefern, dessen Deutung für den Geologen von großem Werte ist, da er daraus die Verhältnisse erkennt, unter denen es erstarrt ist. Es ist von grundlegender Bedeutung, ob die Erstarrung langsam unter großem Drucke und unter Mitwirkung der Dämpfe und Gase erfolgt, die das Magma enthält oder ob sie rasch vor sich geht, nachdem die Gase entwichen sind. Der erste Fall tritt ein, wenn das Magma die Erdrinde nicht durchbrechen kann, also in der Tiefe erstarrt (Tiefengesteine, plutonische Gesteine). Sie zeigen die granitische Struktur, die kristallin-körnig ist, das heißt, die kristallin ausgebildeten Gemengteile sind ohne Bindemittel unmittelbar miteinander verwachsen. Erstarrt das Magma nicht langsam in der Tiefe, sondern in Gängen oder nach Erguß auf der Oberfläche, kann die Abkühlung schon so weit gegangen sein, daß einzelne Gemengteile auskristallisiert sind, bevor durch rasche Abgabe der Dämpfe eine Erstarrung ohne Kristallisation zu Glas oder zu einer aus winzigen Kristallkernen bestehenden, makroskopisch dicht erscheinenden Masse (Felsit) erfolgt. In dieser Grundmasse liegen die ausgebildeten Kristalle als Einsprenglinge. Dies ist die porphyrische Struktur. Sie ist den Gang- und Ergußgesteinen, Effusivgesteinen, eigen, die als vulkanische Gesteine bezeichnet werden. Erfolgt die Abkühlung so rasch, daß keine Kristallbildung eintreten kann, so stellt sich eine glasige Struktur ein.

Die Batholithen und Lakkolithen, für die wir eine langsame Erstarrung annehmen müssen, zeigen daher meist die Ausbildung von Tiefengesteinen. Die von ihnen ausgehenden Gänge und die bei einem Durchbruche an der Oberfläche erstarrten Partien weisen die Strukturform der vulkanischen Gesteine auf. Es kann also in einem Stocke die porphyrische Struktur der oberflächlichen Partien mit Zunahme der Korngröße der Grundmasse allmählich in die granitische der Tiefe übergehen.

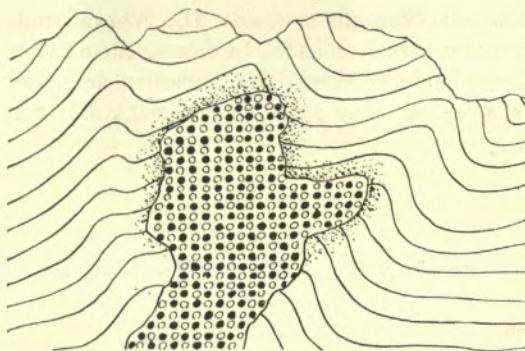


Fig. 37 Ein Magmasteck aus eisenreichen (schwarzen) und kieselsäurereichen (hellen) Bestandteilen ist in die Erdrinde eingedrungen und hat die benachbarten Partien im Kontakt (fein punktiert) verändert
(nach J. Walther).

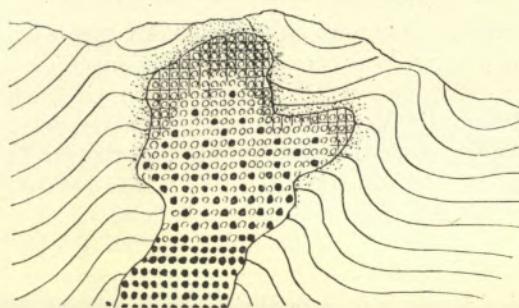


Fig. 38 Durch Abtragung gelangt das metamorphisierte Gestein an die Oberfläche und lässt den Stock in der Tiefe vermuten, in dem bei fortschreitender Erstarrung eine Sonderung der Gemengteile nach dem spezifischen Gewichte erfolgt (nach J. Walther).

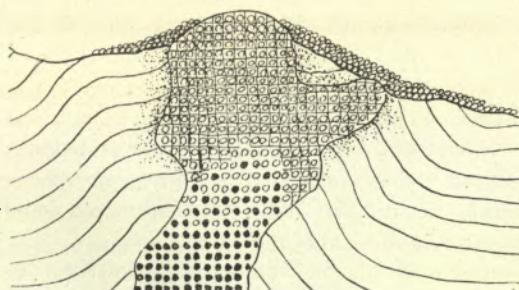


Fig. 39 Das kieselsäurereiche Tiefengestein tritt, von einem Kontaktzone umgeben, an die Oberfläche und liefert Verwitterungsprodukte. Das eisenreiche Magma der Tiefe ist noch nicht erstarrt (nach J. Walther).

Dringt eine Magmamasse in die Erdrinde ein, so werden die mit ihr in Berührung kommenden Gesteinspartien durch die Einwirkung der Hitze und der überhitzen und unter hohem Drucke stehenden Dämpfe an der Berührungsstelle, im Kontakt, verändert (Kontaktmetamorphose) (Fig. 37 bis 39). Tiefengesteine üben infolge der langen Einwirkung, der großen Hitze und des Druckes und unter Mitwirkung der Gase und Dämpfe (pneumatolytische Metamorphose) und des überhitzen Wassers (hydathermische Umwandlung) eine überaus kräftige Wirkung aus. Viele Stoffe werden gelöst, an anderen Stellen als Kontaktminerale auskristallisiert, es tritt Umkristallisierung und chemische Umwandlung von Gesteinen unter Erhaltung der äußeren Form und oft auch der Struktur (metasomatische Umwandlung) ein. Viele Erzlagerstätten sind durch diesen der Pseudomorphose von Mineralien vergleichbaren Vorgang entstanden. Es wird in der Regel Kalkstein oder Dolomit durch Erz, z. B. Spateisenstein, ersetzt. Kalkstein wird in Marmor, zum Teil in Kalkhornfels verwandelt und kalkreiche Silikate gebildet, wie Wollastonit, Vesuvian, Granat und Glimmer. Dichte, tonige Gesteine, wie Tonschiefer, Mergel, verlieren die Schieferung, werden kristallin, es

scheiden sich Biotit, Cordierit, Andalusit, Staurolit usw. aus. Die Veränderungen reichen oft bis auf 3 km Entfernung vom Kontakt. In diesem Kontaktbereich kann man oft mehrere Zonen unterscheiden, die zwischen 500 und 1000° Temperatur ausgesetzt gewesen sind. Die äußere Zone zeigt Fleck- oder Knotenglimmerschiefer, deren Pigment (kohlige Teilchen oder Chlorit-schüppchen) kleine, schwarze Konkretionen bildet, dann werden getreide-kornähnliche Ausscheidungen häufiger, es tritt kryptokristallinische Körnelung, Seidenglanz, große Härte und muscheliger Bruch auf (Zone der

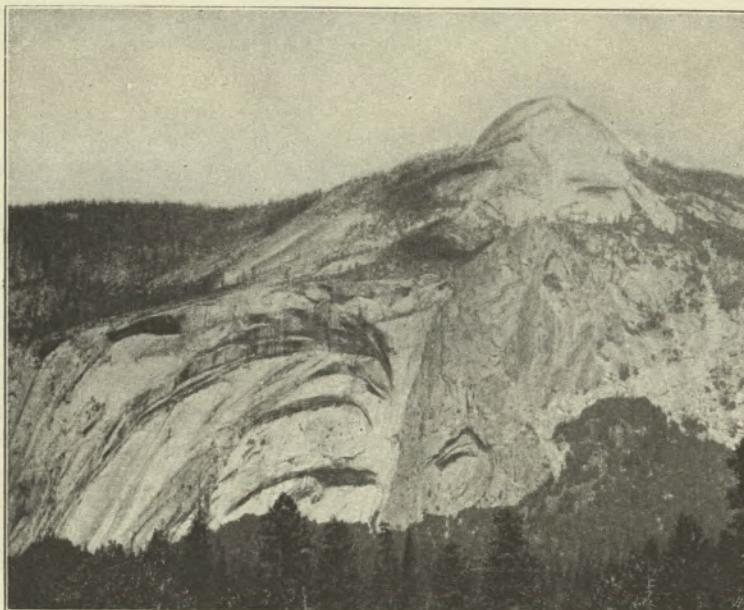


Fig. 40 Kugelschalenförmige Absonderung des Granits im Yosemitetale, Kalifornien
(phot. F. X. Schaffer)

Knotenglimmerschiefer) und in der Nähe des Kontaktes findet man ungeschieferter Hornfels, ein dichtes kristallinisches Gemenge von Quarz, Glimmer, Cordierit oder Andalusit und oft auch Turmalin.

Durch die pneumatolytische Metamorphose werden besonders im Kalksteinen metasomatische Umwandlungen bewirkt, die Erzanreicherungen, wie Zinnerze, Eisenerze usw., hervorrufen können. In Schiefern scheidet sich Nickel, Gold, Magnetkies usw. aus, vor allem tritt Magnetit in großen Massen als magmatische Ausscheidung auf. Erzvorkommen sind daher großteils an Intrusivgängen gebunden (Erzgänge).

Von manchen Forschern werden die kristallinen Schiefer als durch Schmelzkontakt mit Intrusivmassen gebildet angesehen, wobei die Stöcke oft nicht sichtbar sein sollen. Doch ist man besonders in den Alpen dazugekommen, dem Drucke der Gebirgsbildung eine entscheidende Wirkung beizumessen. (Siehe Metamorphose!)

Im Magmastecke tritt eine Sonderung der Gemengteile nach dem spezifischen Gewichte ein, die eisenreichen sinken zur Tiefe, die kieselsäurereichen sammeln sich in den höheren Lagen und erstarren zu vollkristallini-



Fig. 41 Bathroklasen und Diaklasen im Porphyrr des Eggentales bei Bozen
(nach einer Aufnahme von Kilophot)

schen, granitischen Gesteinen. Die schweren basischen Magmapartien der Tiefe können länger in geschmolzenem Zustande bleiben und gelegentlich wieder empordringen.

Diese plutonischen Vorgänge sind unserer Beobachtung nur zugänglich, wenn die überlagernden Gesteinsmassen durch Abtragung entfernt worden

sind. Zuerst tritt der Kontakthof an die Oberfläche und läßt den Stock in der Tiefe schon vermuten, dann erscheinen darunter die granitischen Gesteine, die von dem Kontakthofe umgeben sind. Plutonische und vulkanische Gesteine sind begreiflicherweise stets jünger als die Schichten, die sie durchsetzen und die im Kontakt verändert sind. Dadurch unterscheiden sich auch die Lagergänge von in Schichten eingeschalteten Ergußmassen, da sie die darüber und die darunter liegende Schicht im Kontakt verändern, während Ergußgesteine natürlich nur den Boden beeinflussen können, über den sie sich ausbreiten und längst erstarrt sind, bevor eine neue Gesteinschicht über ihnen abgelagert werden kann.

Beim Erstarren lassen Massengesteine, selbst wenn sie unzerklüftet scheinen, nach den Schlieren lagenweise angeordnet, verschiedenes Korn erkennen (Fließ-, Fluidalstruktur) und sind nach diesen Lagen leicht spaltbar. Diese Absonderungsflächen werden als Bahnungen, Schlechten, Gare (Singular: die Gare) bezeichnet und werden oft erst nach einem Schlage mit dem Hammer sichtbar. Nach dem Erstarren des Magmas bewirkt die weitere Abkühlung durch Zusammenziehung der Masse Spannungen, die durch das Aufreißen von Klüften ausgeglichen werden. Es sind Abkühlungsspalten, entokinetische Lithoklasen, die ihre Entstehung keiner von außen wirkenden Kraft verdanken. Und zwar zeigen sich Klüfte, die den Grenzflächen des Stockes als den Abkühlungsflächen parallel liegen und das Gestein in Platten und Schalen von wechselnder Stärke, oft viele Meter dick, zerlegen. Sie liegen bisweilen mehr minder horizontal oder sind kugelschalenförmig gewölbt (Fig. 40).

Außer diesen auf inneren Vorgängen beruhenden Absonderungsflächen gibt es solche, die durch Druck von außen (exokinetisch) hervorgerufen werden. Lagenweise Anordnung von Gemengteilen kann darauf hindeuten, daß die Erstarrung des Magmas unter Druck erfolgt ist, wodurch eine Flaserung senkrecht zur Druckrichtung als Ausweicherscheinung entsteht. Großenteils lassen sich zwei, meist mehr minder vertikale Kluftrichtungen unterscheiden, die sich bisweilen fast rechtwinklig schneiden. Sie werden als Diaklasen bezeichnet. Neben diesen Diaklasen gibt es noch mehr minder horizontale Absonderungsflächen, die durch Druck entstanden sind und als Bathroklasten bezeichnet werden, weil sie eine Art Bankung hervorrufen (Fig. 41). Die dreifache Klüftung bewirkt nun vielfach eine quaderförmige Absonderung, deren Flächen folgend die Verwitterung die Massengesteine in Blöcke auflöst. An diesen Sprüngen ist keine Verschiebung der aneinandergrenzenden Gesteinspartien erfolgt, wovon erst im folgenden Abschnitte die Rede sein wird.

Die vulkanischen Erscheinungen der Erdoberfläche

Keine andere Äußerung der Erdgewalten hat die Phantasie des Menschen schon von alters her in dem Maße angeregt, wie die Tätigkeit der Vulkane. Sie zeigten ihm die Verbindung der Welt des Lichtes mit der Unterwelt, deren finstere Mächte er sich leichter in ihrem Wirken persönlich

vorstellen konnte als die überirdischen Götter, deren Lichtgestalten doch nur sehr verschwommene Anhaltspunkte für sein Vorstellungsvermögen boten.

Es ist tief begründet, daß der Name Vulkanus des kunstfertigen Götterschmiedes, der unter der Erde seinem Handwerke obliegt, von dem Volke stammt, das die Essen seiner Werkstatt vor Augen hatte, den ewig glühenden Stromboli, den Ätna mit seinen verheerenden Eruptionen, die Liparischen Inseln, deren eine selbst den Namen des Goites trägt, ja das in unmittelbarer Nähe seiner Stadt das Feuerzeichen am Mons Albanus leuchten gesehen hat. Der Vesuv verbarg in jenen fernen Zeiten noch seine wahre Natur.

Dämonen und Riesen liegen den Urvölkern unter den Feuerbergen gefesselt und Hölle und Fegefeuer werden von der christlichen Weltanschauung dorthin verlegt. Frühzeitig hat das Studium dieser Erscheinungen begonnen, die die Naturphilosophen in ihren Kosmogonien vielfach zum Ausgangspunkte ihrer Betrachtungen nehmen. Ihre Erkenntnis bewegt sich dabei der Natur der Sache nach gleich auf der richtigen Bahn, da das Feuer des Erdinnern zu offenkundig die Ursache all dieser Phänomene sein mußte. Es ist daher leicht begreiflich, daß das Feuer neben dem Wasser eines der Elemente des Kosmos wurde, ja bei Heraklit das Ursprüngliche war, das unaufhörlich in die anderen Elemente übergeht, alle Teile des Weltalls durchdringt, die Dinge erzeugt und wieder verschlingt. Darin liegt schon eine Vorahnung des modernsten atomistischen Weltgedankens. Aus diesen Gegensätzen entwickelte sich die Kluft, die die platonistische und neptunistische Weltanschauung bis in das vorige Jahrhundert trennte und erst in der Verschmelzung beider überbrückt wurde.

Empedokles aus Agrigentum beschäftigte sich eingehender mit dem Studium des Ätna, wobei er durch Sturz in den Krater seinen Tod gefunden haben soll. Strabo berichtet über eine Eruption von Santorin, wobei sich eine Insel bildete und eine andere bei Methone am hermionischen Meerbusen, wo ein 7 Stadien hoher Berg unter Ausbruch von Feuer und Schwefeldampf entstanden war. Er schloß daraus, daß die weiter im Meere gelegenen Inseln durch unterirdisches Feuer emporgehoben wären. Die Vulkane seien die Sicherheitsventile der Erde und Sizilien werde jetzt weniger von Erdbeben heimgesucht als früher, da der Ätna, die liparischen Vulkane und der von Ischia noch nicht den gespannten Dämpfen des Erdinnern einen Ausweg boten. Strabo erkannte auch schon den Vesuv als Vulkan, trotzdem dieser damals seit Menschengedenken untätig war.

Seine Gedanken wurden von Seneca weiter ausgeführt, der in seinen *Quaestiones naturales* die Erdbeben durch gewaltsame Ausdehnung der im Erdinnern angesammelten Gase oder durch Einsturz unterirdischer Hohlräume erklärte. Vulkanische Eruptionen seien eine Steigerung der Erdbebenerscheinungen, die Vulkane Kanäle zwischen den inneren Glutherden und der Erdoberfläche. Bekannt ist der tragische Tod des älteren Plinius beim Ausbruche des Vesuv im Jahre 79, der vom jüngeren Plinius in zwei Briefen an Tacitus anschaulich geschildert wird.

Die Erkenntnis der Naturphilosophen des Altertums, die den Vulkanismus mit dem feurigflüssigen Erdinnern oder mit unterirdischen Feuer-

herden ursächlich in Verbindung bringen, hat sich durch das ganze Mittelalter bis auf unsere Zeit nicht geändert und wir sind im Erfassen der letzten Ursachen dieser Erscheinungen heute nicht weiter als damals. Nur die Fragen, die wir über die physikalische Beschaffenheit des Erdinnern, über die Natur und den Sitz der eruptiven Kräfte aufwerfen, sind ungleich mannigfaltiger geworden, ohne daß wir freilich heute und wohl auch in Zukunft eine sichere Antwort darauf erwarten können.

Manche dieser Fragen ist erst in jüngster Zeit richtig erfaßt worden. Dazu gehören selbst solche, deren Beantwortung, wie man glauben sollte, sich aus der direkten Beobachtung einwandfrei ergeben müßte, wie die einst viel erörterte Streitfrage, ob die Vulkane als „Erhebungskrater“ im Sinne v. Buchs und A. v. Humboldts aufgewölbt worden sind. Wenn man auch heute weiß, daß die echten Vulkanberge durch Aufschüttung (Aufschüttungstheorie) entstanden sind, haben gerade die letzten Jahre bedeutende Aufwölbungen von Schichten durch empordringendes Magma kennen gelehrt, so daß man auch hier keine scharfe Grenze wird ziehen können.

Eruptionszentren

Der Austritt der schmelzflüssigen und gasförmigen Massen des Erdinnern erfolgt entweder an Spalten, die die Erdrinde durchsetzen oder durch mehr minder rundliche Kanäle, die als Schlot (Esson) bezeichnet werden. Die Stelle der Oberfläche, an der ein Eruptionsschlott mündet, wird als Vulkan bezeichnet. Der Begriff des Vulkans ist im Sprachgebrauche an das Auftreten eines Kraters gebunden, einer meist rundlichen, trichterförmigen

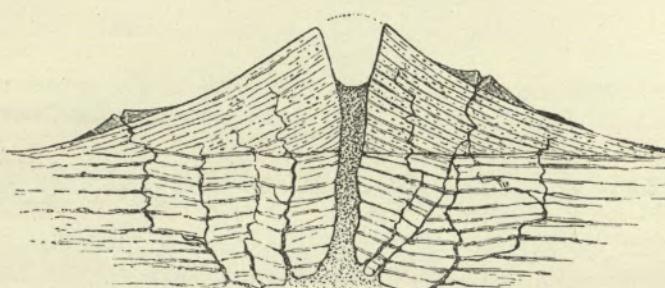


Fig. 42 Idealquerschnitt durch einen durch wiederholte Ausbrüche entstandenen Vulkan (nach P. Scrope)

Vertiefung, die den Mündungstrichter des Schlotes darstellt. Es wird dabei natürlich nur an solche Eruptionszentren gedacht, die heute noch in Tätigkeit sind oder ihre Gestalt gut bewahrt haben. An Vulkanen, die schon lang kein Lebenszeichen von sich gegeben haben — erloschen sind —, sind die Krater großenteils nicht mehr kenntlich. Meistens liegt der Krater nicht direkt in die ursprüngliche Terrainoberfläche eingesenkt, sondern auf

der Spitze eines Berges, der durch die aus dem Schlothe geförderten Gesteinsmassen aufgebaut worden ist und solche Berge werden im engeren Sinne als Vulkane, richtiger als Vulkanberge bezeichnet. Sie sind nach

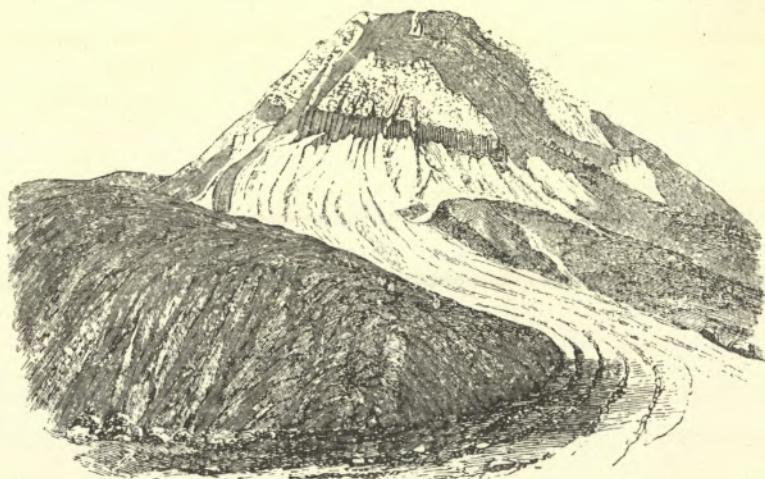


Fig. 43 Der Puy Chopine in der Auvergne mit gehobener Granitscholle
(nach P. Scrope)

der Natur ihrer Entstehung mehr minder von kegelförmiger Gestalt mit verschiedenen geneigten Flanken. Im landschaftlichen Bilde treten sie meist dadurch auffällig hervor, daß sie vereinzelt oder in Gruppen beisammen-



Fig. 44 Tertiärschichten, gegen den Eruptionsschlot einfallend, bei Auckland,
Neuseeland (nach C. Heaphy aus P. Scrope)

stehen, ohne zusammenhängende Bergzüge zu bilden. Nach der heute allgemein anerkannten Aufschüttungstheorie häuft sich das bei einem Ausbruche, Eruption, Paroxysmus, aus dem Erdinnern hervorbrechende Material unter einem oft das Maximum erreichenden Böschungswinkel vom Förderschlothe allseitig abfallend, periklinal, auf (Fig. 42).

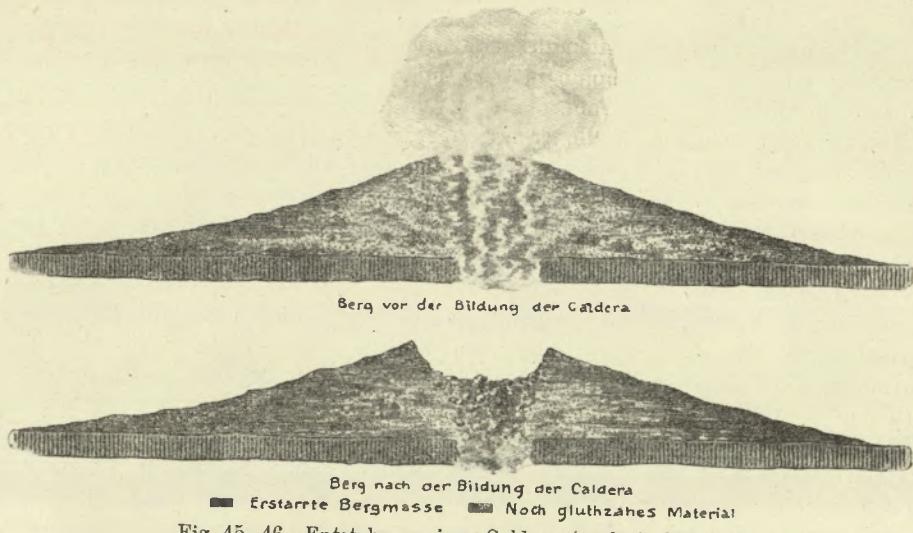


Fig. 45, 46 Entstehung einer Caldera (nach A. Stübel)



Fig. 47 Barranco und Caldera auf La Palma (nach G. Hartung)

Hebungen der Schichten des Untergrundes sind wiederholt beobachtet worden, wie am Puy Chopine in der Auvergne (Fig. 43), wo durch das aufquellende Magma eine Granitscholle emporgetragen worden ist. Auch die noch zu besprechenden Fälle von Hebungen von Küstenstrichen bei Eruptionen müssen auf eine Pressung des Magmas und seiner Dämpfe zurückgeführt werden. Diese Erscheinungen haben aber höchstens einen untergeordneten Einfluß auf die Gestaltung des Vulkanberges, der nicht, wie es die Erhebungstheorie annahm, durch Hebung und Aufwölbung des Untergrundes entsteht.

Durch Nachsinken des Grundgebirges infolge des durch die Eruption geschaffenen Massendefektes unter dem Vulkane können die Schichten des Untergrundes auch gegen den Schlot einfallen, wie an verschiedenen Beispielen beobachtet worden ist (Fig. 44).

Der Krater besitzt sehr verschiedene Maße in Durchmesser und Tiefe. Durch Nachbruch der randlichen Partien, durch eine heftige Eruption oder durch Abtragung (Erosion) kann er eine große Ausdehnung erlangen und wird dann als Caldera (Einbruchs-, Explosions-, Erosionscaldera) bezeichnet (Fig. 45, 46). Meist auf Erosion, selten auf eine Explosion sind die tiefen Radialtäler zurückzuführen, die als Barrancos bekannt sind. Die Namen Caldera und Barranco stammen von der kanarischen Insel Palma, wo ein Kraterkessel von $1\frac{1}{2}$ geographischen Meilen Durchmesser und 1600 m Tiefe durch eine Schlucht gegen das Meer geöffnet ist (Fig. 47).

Vulkanische Produkte

Das empordringende Magma gelangt in feurigflüssigem Zustande meist in Weißglut an die Erdoberfläche — wo es als Lava bezeichnet wird — und erstarrt durch Wärmeabgabe mehr minder rasch. Sein Flüssigkeitsgrad ist sehr verschieden, es gibt Laven, die darin dem Wasser gleichen und durch die aufsteigenden und platzenden Dampfblasen emporgespritzt, so genannte Lavafontänen bilden, die sich wie ein Regen in Tropfen auflösen und vom Winde verweht werden. Andere zeigen alle Zähigkeitsgrade bis zu dem viskosen und plastischen Körper, der es ermöglicht, daß sie, aus einer Öffnung emporgepreßt, oberflächlich rasch erstarrend die Streifung erkennen lassen, die deren Wände hervorgerufen haben und sich als steiler Obelisk erhalten (Fig. 78). Kieselsäurereiche (saurer) Laven sind dickflüssig, kieselsäurearme (basische) dünnflüssig. Weiters hängt der Grad der Flüssigkeit der Laven von der Temperatur und auch von der Menge der absorbierten Gase ab. Nach der chemischen und petrographischen Beschaffenheit zeigen sie große Veränderlichkeit in ihrem ganzen Aussehen. Basische Laven sind dunkel gefärbt, saure lichter. Ihre Struktur ist entweder dicht und glasig oder infolge der entweichenden Gase porös und schlackenartig. Sie zeigen oft deutliche Fließ-(Fluidal-)struktur, die durch die in die Länge gezogenen Poren noch deutlicher wird.

Nach der Gestalt der Oberfläche unterscheidet man hauptsächlich zwei Erstarrungsformen der Laven. Die eine besitzt eine glatte oder mit wulst-

oder strickförmigen Erhabenheiten bedeckte Oberfläche, ist von langen Spalten durchzogen und zeigt Überschiebungen der erstarrten Schollen wie etwa ein Eisstoß. Fließwülste und gestreckte Poren lassen die Stromrichtung erkennen. Es sind die leichtflüssigen Magmen, die ruhig emporsteigen und ausfließen, sich rasch bewegen und länger flüssig bleiben. Ihr Schmelzpunkt liegt bei etwa 1000° . Sie bilden lange, wenig mächtige Ströme und weite Lavafelder. Ihre Oberflächengestalt ist dadurch bedingt, daß die Dampfbildung geringer ist und infolge ihrer Dünngflüssigkeit die Gase



Fig. 48 Fladenlava unterhalb des Observatoriums am Vesuv
(nach einer Aufnahme von G. Sommer in Neapel)

ungehindert entweichen können (Fladen-, Wulst-, Strick-, Gekröselava) (Fig. 48).

Der Ausfluß zähflüssiger Lava, deren Schmelzpunkt bis 1300° steigt, erfolgt unter fortwährenden kleinen Explosionen, die Entgasung geht unter Zerspratzen der Oberfläche vor sich. Die Dampfbildung ist stark, die Lava erstarrt rasch und behindert das Entweichen der Gase. Sie ist daher schwammig, zackig, porös und erinnert an aufgehäufte Eisenschlacken (Block-, Schlacken-, Zacken-, Spratzlava) (Fig. 49).

Auf Hawaii wird die Fladenlava Pahoëhöë, die Blocklava Aa genannt, auf Island sind die entsprechenden Namen Helluhraun (sprich: hedlühräun) und Apalhraun.

Der Ausfluß der Lava erfolgt entweder aus Spalten im Terrain oder bei Vulkanen durch Überfließen des erfüllten Kraters oder aus Spalten, die



Fig. 49 Blocklava der Eruption des Ätna 1892 (nach einer käuflichen Photographie)

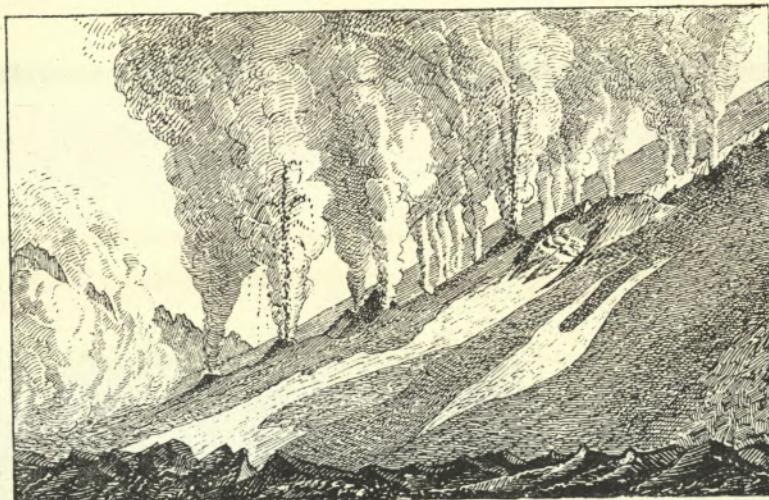


Fig. 50 Eruptionsspalte mit tätigen Kegeln am Vesuv (nach J. Schmidt aus F. von Wolff)

sich in den Flanken des Berges öffnen (Fig. 50). Spaltenergüsse sind in der Gegenwart überaus selten und besonders in Island beobachtet worden. Die Erde klafft und die sehr dünnflüssige Lava quillt hervor. Der Austritt

der Lava aus dem Krater eines Vulkanberges ist verhältnismäßig selten. Nur auf Hawaii sind solche Eruptionen häufig beobachtet worden.

Meist können die Flanken des Berges dem Drucke nicht widerstehen, sie werden von Spalten durchsetzt (Fig. 51). Dabei rinnt die Lava, wenn

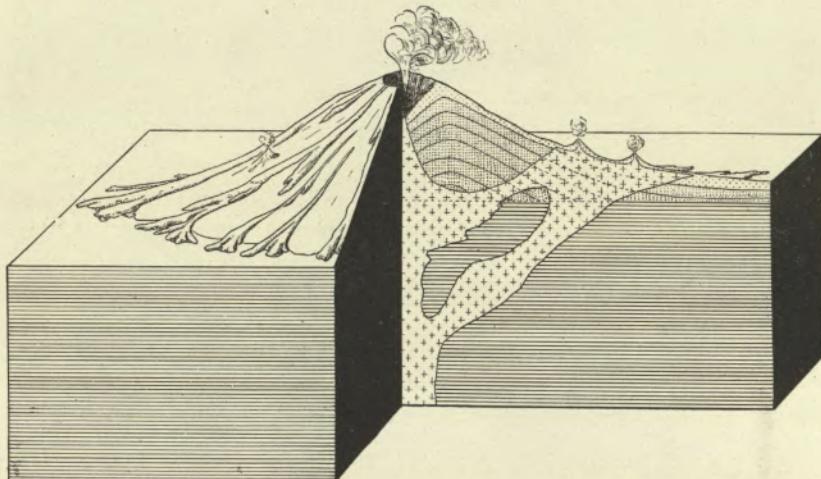


Fig. 51 Modell eines Vulkans. Zeigt die Schichtung des Kegels, die radialen Gänge, den Krater, parasitäre Kegel und Lavaströme auf den Flanken.

sie dünnflüssig ist, in glühenden Kaskaden herab, dickflüssige überzieht wie Teig die nächste Umgebung. Man hat beobachtet, daß basische, z. B. basaltische Laven mit einer Geschwindigkeit von 30 km in der Stunde dahinflossen und sich noch auf einer Neigung des Bodens von $1/2^{\circ}$ fort-

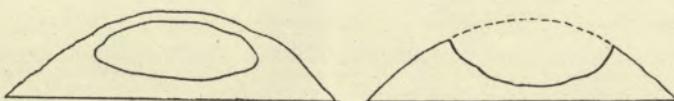


Fig. 52, 53 Durchschnitte durch Lavakanäle mit erhaltenen und eingebrochener Decke (nach J. Schmidt)

bewegten. Solche Ströme erreichen auch 50 km Länge und darüber und aus der Vorzeit der Erde sind Fälle bekannt, in denen die flächenhafte Ausdehnung noch viel beträchtlicher gewesen ist. Derartige Lavadecken sind sehr dünn und man kennt Beispiele, in denen sie nur 10 cm stark gewesen sind. Diese rasch fließenden Laven strömen über den Boden hinweg und lassen nur eine dünne Decke von erstarrtem Materiale zurück, die wie ein Pflaster den Boden bedeckt. Auch an emporragenden Gegenständen, wie Felsen oder Baumstämmen, bleibt nur ein dünner Überzug davon erhalten.

Dickflüssige Lava wälzt sich langsam und nur auf steilerer Böschung dahin, verliert selbst bei 40° Gefälle nicht den inneren Zusammenhang und braucht zur Zurücklegung eines Kilometers meist mehrere Stunden und

noch länger. Sie erstarrt rasch, bildet dickere Ströme von wenigen Kilometern Länge, deren Oberfläche sogleich eine schlackige Erstarrungskruste

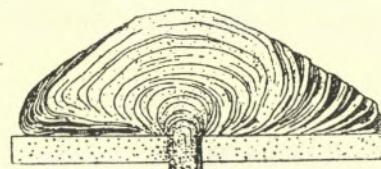


Fig. 54 Quellkuppe nach E. Reyer

trägt, so daß man über einen noch in Bewegung befindlichen Strom sicher dahinschreiten kann, während aus den zahlreichen Spalten die Glut emporleuchtet. Es bildet sich eine Art Panzer um den Strom, der sich seinen Weg

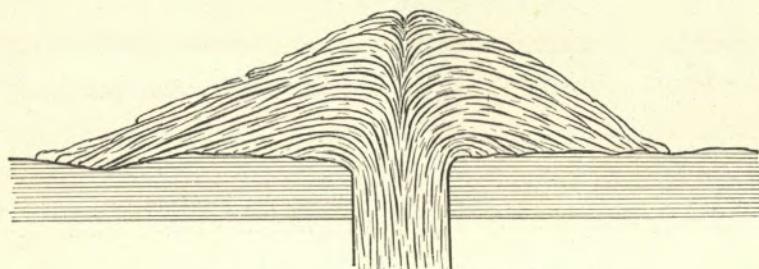


Fig. 55 Quellkuppe, durch Überfließen entstanden.

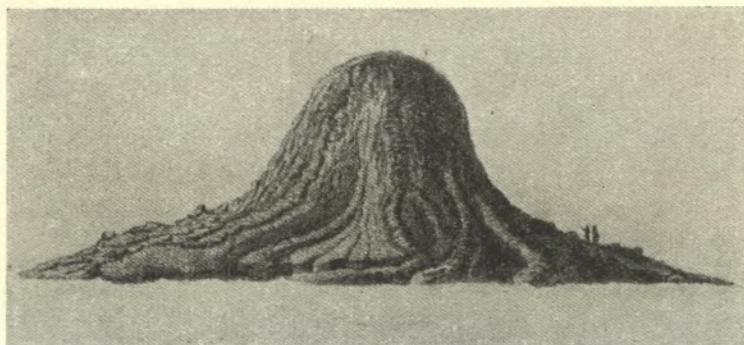


Fig. 56 Mamelon Central, Insel Réunion (nach Bory de St. Vincent aus G. Mercalli)

dadurch pflastert, daß an der Stirne die Schollen der Oberfläche mit einem metallisch klirrenden Geräusche nach abwärts sinken und sich vor ihm auf den Untergrund legen, so daß er seine Bahn auf seinen Schlacken nehmend die Abkühlung durch den Erdboden vermeidet. Wenn ein solcher Strom zur Ruhe gekommen ist und sein Dach eine gewisse Festigkeit erlangt hat, kann infolge eines Magmanachschubes die Stirne brechen und die Lava aus-

fließen, so daß ein gangartiges Gewölbe — Lavakanal — zurückbleibt (Fig. 52). In einigen Fällen ist dieser durch tropfsteinartige Lavagebilde ausgekleidet. Bricht das Dach nieder, so entsteht ein erhöhtes Gerinne (Fig. 53). Aus dem Gesagten geht hervor, daß oft nur die Stromenden eine größere Dicke besitzen, so daß nur diese bei starker Abtragung erhalten bleiben.

Sehr zähe, emporquellende Laven können sich zu sogenannten Quellkuppen aufwölben, die nach einer älteren Ansicht dadurch entstehen, daß die später empordringenden Massen die zuerst geförderten emporpressen, die dann seitlich absinken (Fig. 54). Da sich auf Quellkuppen öfters eine zen-



Fig. 57 Lavaquelltürme am Rande des Halemaumau, Hawaii (nach Arnold Heim)

trale Einsenkung findet, können sie wohl auch durch allseitiges Abfließen des aufquellenden Magmas entstanden sein (Fig. 55, 56). Die erstarrten Laven sind meist von Gasblaschen ganz erfüllt, sie besitzen ein großes Porenvolumen. Besonders wenn sie kieselsäurereich sind, erstarren sie glasig oder kristallinisch.

Ist die Lava eines Stromes sehr wasserdampfreich, so erfolgt bei der Erstarrung eine heftige Entgasung, die Gasblasen brechen aus Löchern hervor, die Oberfläche wird löcherig, schlackig, oft reißen die platzenenden Blasen kleine Fladen der Lava mit, die sich zu spitzen, hohlen, bis ein paar Meter hohen Kegeln, Schornsteinen, Spratzkegeln, Hornitos, aufbauen, aus denen dann die Gase entweichen (Fig. 57). Bei sehr flüssiger Lava erreichen diese Gebilde 10—12, ja 40 m Höhe.



Fig. 58 Kugeligschalig abgesonderter Basalt, Lukavec, Temeser Komitat
(phot. L. v. Lóczy)

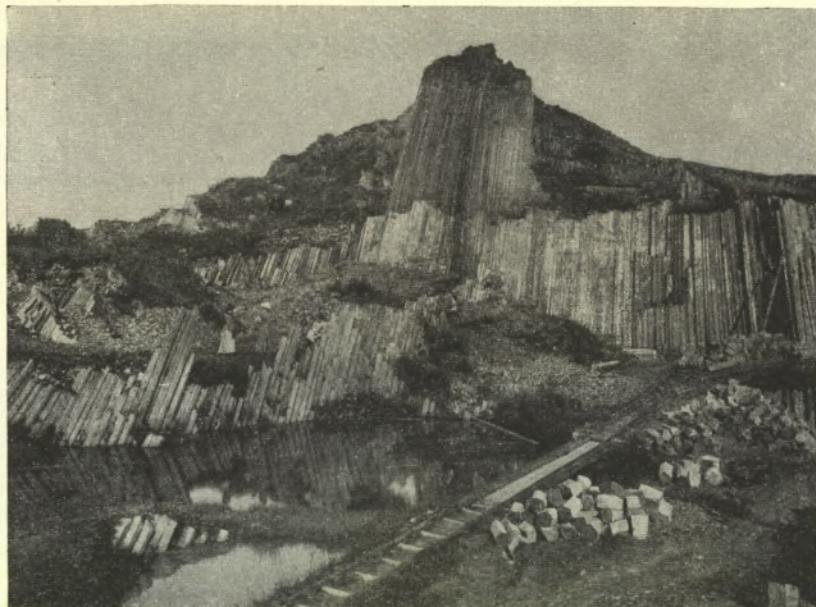


Fig. 59 Herrnhauser Stein bei Steinschönau, Böhmen. Säulenförmig abgesonderter Basalt (nach einer Aufnahme von H. A. Eckert)

Die völlige Abkühlung geht sehr langsam vor sich und große Ströme werden erst nach Jahrzehnten durch und durch erstarrt sein. Beim Abkühlen kristallisieren sich verschiedene Minerale aus, es bilden sich schöne allseitig ausgebildete Kristalle von Leuzit, Augit, Olivin u. a. Auch durch

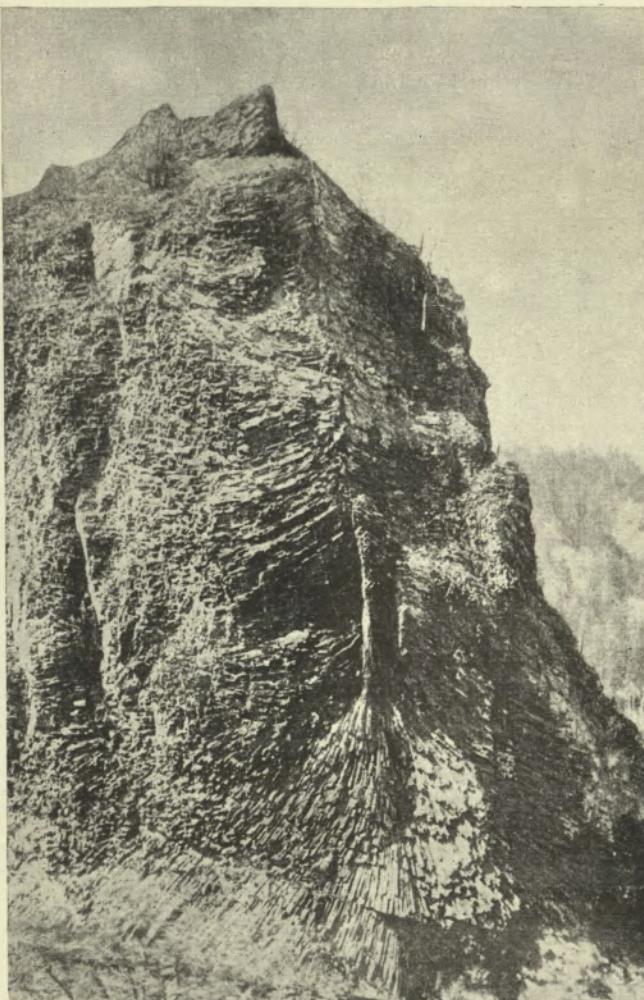


Fig. 60 Humboldt felsen bei Aussig in Böhmen, fiederständig angeordnete Basaltsäulen (nach einer käuflichen Photographie)

Kondensation der Dämpfe entstehen mannigfache Kristallbildungen von Sanidin, Leuzit, Augit, Biotit (pneumatogene Kristalle) und Überzüge von Kochsalz, Salmiak, Eisenchlorid. Bei fortschreitender Abkühlung enthält der Wasserdampf nur mehr Salzsäure und schwefelige Säure und sinkt die Temperatur unter 300° , nur noch Schwefelwasserstoff und Kohlensäure. Aus dem Schwefelwasserstoffe sublimiert durch Zersetzung Schwefel

und durch Einwirkung des Wasserdampfes auf das Eisenchlorid bildet sich Eisenglanz und Salzsäure.

Beim Abkühlen der erstarrten Laven treten Spannungen ein, die eine Trennung des Gefüges bewirken. Es bilden sich ähnlich wie in Massengesteinen Abkühlungsspalten, die sich oft nur als Flächen geringerer Kohäsion bemerkbar machen.

Bei rascher Abkühlung, wie sie in den oberflächlichen und tiefsten Partien eines Lavastromes erfolgt, tritt eine plattige Absonderung parallel

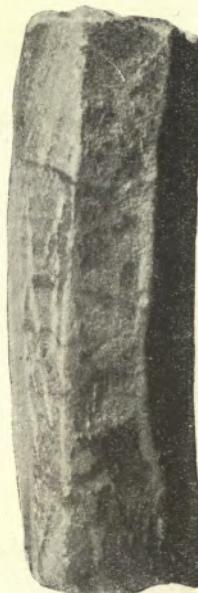


Fig. 61 Prismatisch abgesonderter Bunt-sandstein an Basalt

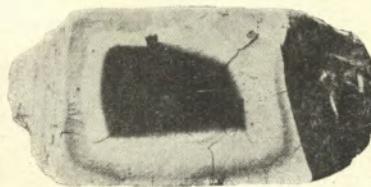


Fig. 62 Bituminöser Ton, durch Hitze von außen entfärbt.

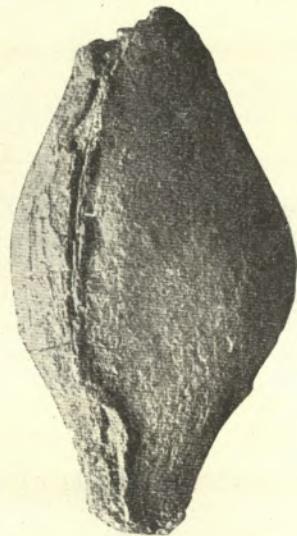


Fig. 63 Birnförmige Lavabombe (nach F. von Wolff)

der Oberfläche ein und zwar sind die Platten um so dünner, je rascher sie vor sich geht. Kleinere Lavamassen können dadurch eine kugelig schalige Absonderung aufweisen (Fig. 58). Gegen die Tiefe zu schreitet die Abkühlung infolge der schlechten Wärmeleitung des Gesteins nur langsam vorwärts und die Absonderung erfolgt in parallelepipedischen Stücken oder säulenförmig und zwar liegen nun die Klüfte senkrecht zur Abkühlungsfläche. Die dadurch entstandenen 4—6seitigen, oft sehr schlanken Säulen stehen daher bei horizontaler Lage der Oberfläche vertikal, wenn es sich aber um einen Strom handelt, der in einem engen Kanale geflossen ist, können sie fiederständig angeordnet sein (Fig. 59, 60).

Wo die Lava mit älteren Gesteinen in Berührung kommt, gehen in diesen infolge der Einwirkung der hohen Temperatur kontaktmetamorphe Veränderungen vor sich, die aber nur auf ein paar Meter Entfernung erkennbar sind, kaustische Umwandlung, bei der Wasser

und Dämpfe eine viel geringere Rolle als bei den Tiefengesteinen spielen. Mergel und Sandsteine werden gebrannt (gefritten), zum Teil verglast, nehmen infolge des Eisengehaltes eine rötliche Färbung an und werden durch Trocknungsspalten in vier- oder mehrseitige Säulen zerlegt (Fig. 61). Tone geben sogenannten Basaltjaspis. Kalke verlieren die Schichtung, Fossilien und alle organischen Beimengungen (z. B. kohlige oder bituminöse Färbung) verschwinden (Fig. 62), das Gestein wird durch Kristallisation weißer Marmor mit Kontaktmineralien. Braunkohle wird schlackig



Fig. 64 Brotkrustenbombe vom Mt. Pelée (nach E. O. Hovey aus F. von Wolff)

Fig. 65 Schieferbrocken, eingeschlossen in eine Bombe des Kammerbühls bei Franzensbad.

verkocht oder durch Abgabe von Wasserstoff und Sauerstoff reicher an Kohlenstoff und in Schwarzkohle und Anthrazit verwandelt.

Neben den Laven, die man als rheumatitische Produkte bezeichnet, wird bei Eruptionen auch festes Material gefördert, das aus den Gesteinen des Untergrundes, den alten Massen des Vulkans und aus der erstarrten jungen Lava bestehen kann, die durch die Explosionen zersprengt bzw. zerspratzt worden sind (klasmatische Produkte, Auswürflinge). Die frische Lava liefert, wenn sie in Fetzen und Fladen in die Luft gerissen wird, durch Rotation bis kopfgroße, aber auch 1 m und mehr im Durchmesser messende Körper von kugeliger bis spindelförmiger Gestalt — Bomben —, die sich rasch mit einer Erstarrungskruste umgeben (Fig. 63). Diese Rinde zerreißt oft beim raschen Abkühlen in unregelmäßige Scherben (Brotkrustenbomben) (Fig. 64). Beim Niederstürzen werden sie oft flachgedrückt, da das Innere noch nicht erkaltet ist. Fallen die Lavastücke

in plastischem Zustande zu Boden, so bilden sie eckige, blasige, schlackige Massen (schlechtweg Schlacken genannt), die noch zusammenschweißen können (Schweißschlacken). Feinere Teile werden als Staub, Asche oder Lapilli (Rapilli) zu Boden sinken. Die Bezeichnung „Asche“ ist ganz verfehlt, da man darunter einen Verbrennungsrückstand versteht, während „vulkanische Asche“ wie „vulkanischer Sand“ feinkörnige, poröse, schlackenartige Zerstäubungsprodukte einer Gesteinsschmelze sind.

Lapilli sind blasenreiche Glasschlackenbröckchen von eckiger oder runder Gestalt und Erbsen- bis Nußgröße. Saure Laven geben Auswürflinge, die von Wasserdampf schaumig aufgebläht sind und bilden den weißen oder hellgrauen, seidenglänzenden Bimsstein, der sich lange Zeit auf dem Wasser schwimmend erhält. Versuche haben gezeigt, daß Obsidian, ein sehr kieselstaurreiches vulkanisches Gestein (wasserarmes Glas), bei vulkanischer Temperatur unter 12—15facher Vergrößerung des Volumens in Bimsstein übergeht. Sehr dünnflüssige Lava kann feine Tröpfchen empor schleudern, die durch die Luftbewegung zu tränenähnlichen Rotationskörpern oder zu langen Fäden, die gesponnenem Glase ähneln, umgeformt werden (Fig. 106). Werden feinere Auswürflinge in größerer Menge aufgehäuft, so entstehen zum Teil geschichtete Ablagerungen, die als vulkanische Tuffe bezeichnet werden. In ihnen sind Blöcke und Bomben eingebettet. Sind die Bestandteile größer, spricht man von vulkanischen Konglomeraten und Breccien. Sie erfahren später Verfestigung und mannigfache Umänderungen, die im Abschnitte über die Sedimente besprochen werden. In ihnen finden sich auch lose Kristalle von Feldspat, Leuzit, Augit, Magnetit u. a., oft mit glasigem Überzuge, die ebenfalls ausgeworfen worden sind.

Bei den Eruptionen wird großenteils auch das von früheren Ausbrüchen stammende Material, das den Vulkanberg aufbaut, wieder emporgerissen. Dies wird durch die Explosion selbst und durch die Saugwirkung des heftigen Luftstromes bewirkt, von dem später noch eingehender die Rede sein wird. Es ist begreiflich, daß ein großer Teil der Blöcke, eckigen Brocken, Lapilli, der Asche und des feinen Staubes diesem alten Materiale entstammt. Dabei werden Blöcke von hunderten Zentnern Gewicht beobachtet, die mehrere Kilometer weit geschleudert werden.

Durch die Gewalt eines Ausbruches werden oft Gesteinstrümmer des Untergrundes mitgerissen und freilich in verschwindender Menge unter die vulkanischen Massen gemengt. Solche Brocken werden bisweilen von Lava umhüllt und bilden den Kern von Bomben (Fig. 65). Auf diese Weise können wir über die in der Tiefe liegenden Gesteine unterrichtet werden, die sonst unserer Beobachtung unzugänglich sind. Die von der Eruption in die Luft geschleuderten Auswürflinge häufen sich bei Windstille regelmäßig kegelförmig um die Esse auf (Aschen-, Schlackenkegel). Dabei tritt eine Sonderung (Seigerung) nach der Korngröße ein, die mit der Entfernung vom Zentrum abnimmt. Bei starkem Winde, besonders bei einer vorherrschenden Windrichtung (z. B. Passate), entstehen unregelmäßige Kegelberge. Die Böschung ist von dem Korne des Materials abhängig und erreicht 30—35°. Die allseitig nach außen gerichtete Schichtneigung zeigt

bisweilen eine Abweichung, indem die in den weiten Krater wieder zurückfallenden Stücke eine Neigung der Schichten gegen den Schlot bewirken (*quaquaversale Schichtung*), vgl. Fig. 51, 66.

Mit den fest oder flüssig geförderten Magmen werden große Mengen von Wasserdampf und Gasen ausgestoßen (pneumatitische Produkte). Jener scheint die Hauptursache der explosiven Erscheinungen zu sein und aus seiner Kondensierung ergeben sich die heftigen Regengüsse, die sich vielfach bei Eruptionen einstellen.

Versuche mit der Bestimmung des Gasgehaltes von Granit haben ergeben, daß 1 km^3 dieses Gesteins bei der Schmelzung 31,000.000 Tonnen Wasser liefern kann, die sich zum Teil aus dem Wasserdampfe kondensieren, zum Teil durch Verbrennung des Wasserstoffes an der Luft gebildet werden.

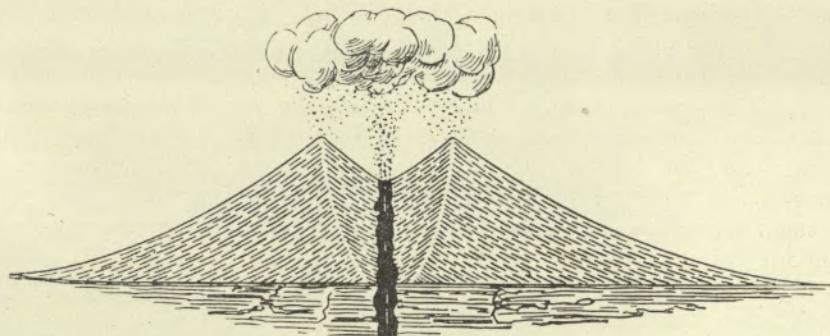


Fig. 66 Idealer Querschnitt eines Aschenkegels (nach P. Scrope aus G. Linek)

Abgesehen von den in paroxysmaler Phase explosiv auftretenden vulkanischen Gasausströmungen gibt es solche, die in einem verhältnismäßigen Ruhezustande oft durch lange Zeit anhalten (Emanation, Exhalation). Man unterscheidet Fumarolen, das sind heiße Gas- und Dampfausströmungen, die meist mit Geräusch unter Druck aus Spalten und Löchern dem Boden entweichen, Solfataren — Exhalationen von Wasserdampf und Schwefelverbindungen — und Mofetten, die fast trockene, meist niedertemperierte Aushauchungen von Kohlensäure darstellen. Vielfach wird der Unterschied zwischen Fumarolen und Solfataren nur in der höheren Temperatur jener gesucht.

Exhalationen finden im Krater, auf den Flanken des Vulkans, aus den Lavaströmen und aus den klastischen Produkten statt. Man hat die Gase und deren Sublimationsprodukte genau studiert und in mehrere Gruppen eingeteilt. 1. Gruppe des Chlors: besonders Chlorwasserstoff, Natriumchlorid, Chlorkalium, Salmiak, Chlormagnesium, Eisenchlorür, Chloride von Eisen, Blei, Kupfer, Nickel usw. Anschließend Jod und Fluor mit seinen Verbindungen. 2. Gruppe des Schwefels, der in gasförmiger, flüssiger und fester Form auftritt, Schwefelwasserstoff, schweflige Säure, Schwefelsäure, Schwefelsäureanhydrid mit den entsprechenden Salzen, Realgar, Selen, Phosphor und Borsäure, die erst bei geringerer Temperatur (unter 200°) ausgehaucht wird.

3. Gruppe des Kohlenstoffes: Kohlensäure, Kohlenoxyd, Methan. Weiters kommen vor: Wasserstoff, freier Stickstoff, Sauerstoff und Edelgase wie Argon und Helium. Durch Exhalationen werden die erwähnten pneumatoxigenen Kristalle und Überzüge gebildet. Wasserstoff, Schwefel, Kohlenoxyd, Schwefelwasserstoff und Methan sowie andere Kohlenwasserstoffe brennen an der Luft und sind mit die Ursache der Feuererscheinungen, die bisweilen Ausbrüche begleiten. Oft leuchten aber die ausgestoßenen Dampfwolken nur im Widerscheine der Lavaglut im Krater, ohne daß Flammen auftreten.

Die chemische Zusammensetzung der Exhalationen ist abhängig von deren Temperatur und man hat erkannt, daß sich ihre Natur zu einem gegebenen Zeitpunkte mit der Entfernung vom Zentrum und an einem gegebenen Orte mit der vom Beginne der Eruption an verflossenen Zeit ändert. Und zwar hört zuerst die Exhalation der Chlorgruppe, dann die der Schwefelgruppe auf und es bleibt nur mehr die Kohlensäure übrig, die noch bei normaler Temperatur entweicht. Entsprechend dieser Temperaturabnahme tritt die Kondensation der flüchtigen Bestandteile ein. Nach diesen Merkmalen kann der jeweilige Zustand eines Vulkans durch die höchste Temperatur bestimmt werden, die er an einer Stelle seiner Oberfläche zeigt. Man sagt also z. B., ein Vulkan befindet sich im Solfatarenzustande, wenn nur mehr ausströmende Dämpfe und Gase der genannten Art seine geringe Tätigkeit verraten. Bei der Wiederbelebung eines im Ruhezustande befindlichen (erloschenen) Vulkans tritt eine Steigerung der Fumarolentätigkeit in umgekehrter Reihenfolge der Zusammensetzung ein.

Die Typen vulkanischer Ausbruchstätigkeit

Als Typus eines Vulkans hat lange Zeit der Vesuv gegolten, weil er der einzige tätige, „feuerspeiende“ Berg des europäischen Festlandes ist. Später hat man davon abweichende Beispiele kennen gelernt und in neuerer Zeit hat das eingehendere Studium dieser Erscheinungen zu einer komplizierten Systematik der Vulkane mit wohlklingender Nomenklatur geführt, die natürlich weit über jeden praktischen Bedarf hinausreicht und steten Schwankungen unterworfen sein wird, da gewiß fast jeder neu studierte Vulkan Abweichungen von den bisher bekannten Typen zeigen dürfte. Auf diese Ausführungen wollen wir auch weiter nicht eingehen, sondern nur die allgemeinen, großen Züge herausgreifen.

Die einfachste Form eines Vulkans ist das Maar. Der Name stammt aus der Eifel, wo man damit mehr minder kreisförmige, steilwandige, in den Untergrund eingesenkte Vertiefungen mit ebenem Boden bezeichnet, die in manchen Fällen von kleinen Seen eingenommen werden (Fig. 67). Man hat sie in vielen Gegenden meist in nichtvulkanischem Untergrunde gefunden und sie werden als Explosionskrater gedeutet, die durch das Ausbrechen hochgespannter Gase entstanden sind. Man hat durch Versuche nachgewiesen, daß auf diese Weise in von Sprüngen durchsetztem Gesteine solche Explosionskanäle, -schlote oder Diatremen entstehen können. Dazu ist eine plötzlich frei werdende und unter hohem Drucke stehende

Gasmenge (Wasserdampf) erforderlich, die manche Forscher bei der Begegnung des aufsteigenden Magmas mit dem Grundwasser des Gebietes sich entwickeln lassen, während andere die Entgasung des erstarrenden



Fig. 67 Lago di Nemi, ein Maar im Albanergebirge
(nach einer Aufnahme von G. Sommer, Neapel)

Magmas als Ursache annehmen. Man hat die Maare als Vulkanembryonen bezeichnet, weil sie anscheinend nur die Einleitung einer stärkeren vulkanischen Tätigkeit bedeuten, die in manchen Gebieten nicht über diesen

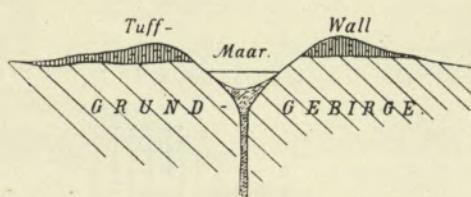


Fig. 68 Idealer Durchschnitt durch ein Eifler Maar (nach F. von Wolff)

Zustand hinausgekommen ist. Die Größe der Maare ist sehr wechselnd, ihr Durchmesser beträgt in einigen Beispielen 60 m, erreicht aber 3·5 km (Laacher See) und darüber. Ihre Tiefe wurde bis zu 100 m (Weinfelder Maar) beobachtet. Sie werden meist von einem niederen Randwalle umgeben, der aus Trümmern des herausgeblasenen Gesteins des Untergrundes besteht, denen auch oft klastisches vulkanisches Material, Schlacken und Tuffe,

beigemengt ist (Fig. 68). Die Maare liegen regellos oder bisweilen in Reihen angeordnet in größerer Zahl beisammen (Fig. 69). Ein riesiges Maar ist das

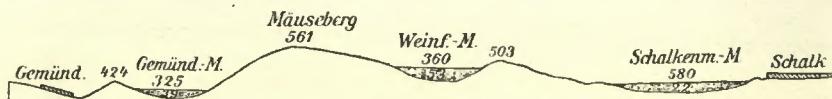


Fig. 69 Profil durch die Dauner Maare, Maßstab 1:30.000
(nach L. Schulte aus F. von Wolff). Die über den Maaren stehenden Zahlen geben
ihren Durchmesser, die eingeschriebenen ihre Tiefe in Metern an.

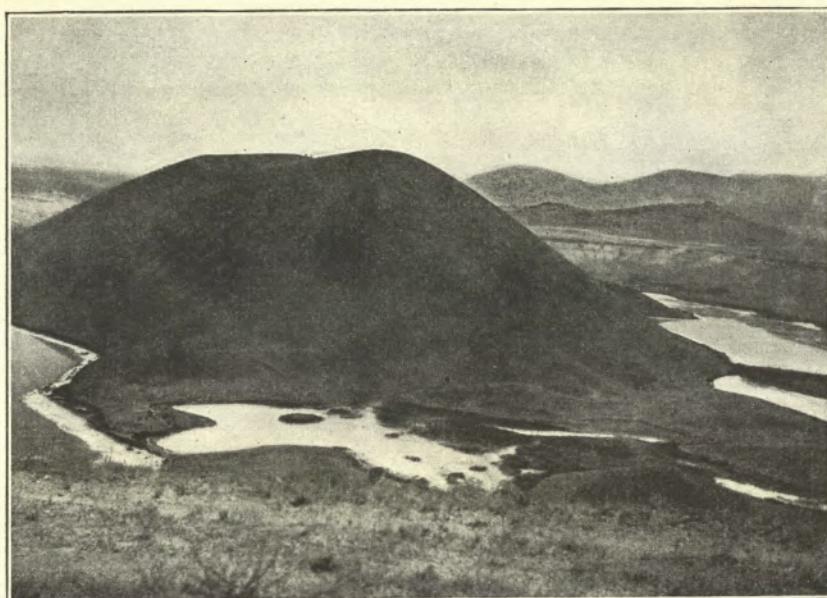


Fig. 70 Maar bei Karabunar in Kappadokien, aus dessen See ein Aschenkegel aufragt
(phot. F. X. Schaffer).



Fig. 71 Profil durch die Rauhe Alb (nach W. Branco)

Nördlinger Ries, ein in die Schwäbisch-bayrische Alb eingesenkter, kreisförmiger Kessel von zirka 25 km Durchmesser. In der Auvergne, in Mittelitalien (Lago di Bracciano mit Schlacken und Aschen, Lago di Albano, Lago di Nemi, die verlandeten Maare des Valle di Ariccia und des Laghetto), in der Kappadokischen Steppe Anatoliens (Fig. 70), in Mexiko und an

anderen Orten finden sich ähnliche Beispiele. Durch Nachbruch können sich die Maare erweitern. Am Rande der Schwäbischen Alb treten 125 mehr



Fig. 72 Die 4000 m hohe Glutwolke der Montagne Pelée, an das Meer gelangend
(nach A. Lacroix)

minder kreisrunde Schloten auf, die bis zu 900 m tief bloßgelegt und von Trümmern des Untergrundes oder Basalt und Tuff erfüllt sind. Manche enden oberflächlich in einem Maar. Sie stellen also Diatremen, Puffröhren, vor (Fig. 71).

Als Explosionsschlote, die mit einer blaugrauen, serpentinierten Peridotit-Breccie (blue ground, Kimberlit genannt) erfüllt sind, werden die zahlreichen an bis 200 *km* langen, geraden Linien liegenden Stücke (Pipes) Südafrikas gedeutet, die als reiche Diamantfundstätten sehr genau studiert worden sind. Sie besitzen kreisrunden oder ovalen Umriß von 20 bis 100 *m*, ausnahmsweise bis 600 *m* Durchmesser und sind trichterförmig nach oben erweitert. Die horizontal gelagerten Schichten der Umgebung sind an den Rändern des Stockes zuweilen aufgebogen. In dem Ausfüllungsmateriale findet man Fragmente von Granit, Gneis, Glimmerschiefer, Diabas und auch von Sedimentgesteinen, darunter von solchen, die in einem höher gelegenen

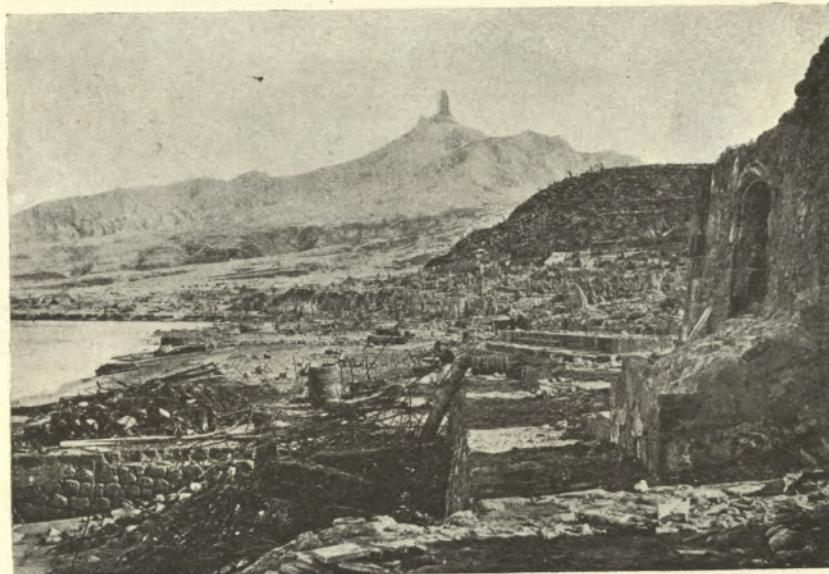


Fig. 73 Das zerstörte St. Pierre (nach A. Lacroix)

Horizonte vorkommen und zum Teil in der Gegend heute gar nicht mehr erhalten sind, so daß man mit einer einstigen maarähnlichen Einsenkung rechnen muß. Die zu hydraulischem Mörtel verwendete Pozzolana des Anioiales bei Rom ist ebenfalls die Tuffausfüllung eines Schußkanals.

Es ist merkwürdig, daß die Bildung von Maaren in der Gegenwart zu den seltensten Ereignissen gehört. So wurde 1882 in Japan der Shiranesan, ein 200 *m* im Durchmesser haltendes Maar, durch eine Dampfexplosion geschaffen, bei der kein vulkanisches Material gefördert, sondern nur Fels, Schutt, Schlamm und Sand emporgeblasen worden ist. Der Schlot war scharf von senkrechten Wänden umgrenzt und fast die ganze ausgesprengte Masse scheint zu Staub zerstoben zu sein.

Die mit den Maaren am nächsten verwandte Form eruptiver Tätigkeit ist der Peleische Typus, den man erst vor wenigen Jahren kennen gelernt hat, als die Montagne Pelée auf Martinique mit bisher noch nicht

beobachteten Eruptionserscheinungen am 8. Mai 1902 die größte vulkanische Katastrophe herbeiführte, von der wir Kunde haben, indem durch sie die blühende Stadt Saint Pierre und 26.000 Menschenleben vernichtet wurden. Der Berg besitzt mit 1351 m Höhe vor der Eruption etwa die Größe des Vesuv und war bis auf den Gipfel mit Vegetation bedeckt, unter dem sich auf einem Plateau ein kleiner See (Durchmesser bis 200 m), vermutlich an Stelle eines früheren Schlotes, in einer Caldera befand. Von hier aus öffnete sich in südwestlicher Richtung ein weites Tal gegen das Meer. Der Berg war ein halbes Jahrhundert untätig gewesen, nachdem er nur zwei unbedeutende Eruptionen gehabt hatte, von denen uns Nachrichten überliefert sind. Im Jahre 1889 zeigten sich Fumarolen in der Caldera, die 1901 kräftiger tätig waren; in den ersten Monaten 1902 machte sich in der Nähe des Berges der Geruch von Schwefelwasserstoff bemerkbar. Am 22. April riß das Kabel zwischen Martinique und Guadeloupe und am folgenden Tage fühlte man einen leichten Erdstoß. Am 24. April erhob sich aus der Caldera eine Aschenwolke, die später, von Dröhnen und Erdstößen begleitet, mächtiger wurde. Am 3. Mai riß das Kabel nach Dominica, die Explosionen wurden heftiger, der aus der Caldera strömende Wasserlauf wurde ein verheerender Strom und eine Schlammeruption ergoß sich zerstörend in seinem Tale bis in das Meer. Am 7. Mai wurden glühende Blöcke aus dem Krater ausgeworfen. In der Nacht auf den 8. Mai ging ein wolkenbruchartiger Regen mit Blitz und Donner über den Berg nieder und Schlammströme verwüsteten die Täler, die vom Berge ausstrahlen. Der Morgen des 8. Mai war klar und aus dem Krater erhob sich eine hohe Dampfsäule, als um 8 Uhr die Haupteruption erfolgte, durch die St. Pierre mit seinen 26.000 Einwohnern zugrunde ging. Nach den Berichten der wenigen Augenzeugen ist unter heftigen Detonationen eine schwarze Wolke aus dem Krater hervorgebrochen, die mit 130 – 150 m mittlerer Sekundengeschwindigkeit durch die Caldera herabschießend in wenigen Minuten die Stadt erreicht und sich bis zum Zenith erhoben hatte (Fig. 72). Sie übte die Zerstörung sowohl durch den gewaltigen Luftdruck, der wie ein Wirbelwind dahinfegte, als auch durch die am Krater auf zirka 1100°, auf dem Meere noch auf 450° geschätzte Temperatur ihrer Gase und Dämpfe aus. Alles Leben war anscheinend augenblicklich vernichtet und die ganze Stadt, die reiche Vegetation der Umgebung in Flammen gesetzt worden (Fig. 73). Heftige Aschen- und Lapilliregen bedeckten das ganze Gebiet und es fanden sich Blöcke von 100 m³, die bis 4 km weit mitgerissen worden waren. Am 20. und 26. Mai, am 6. Juni und sechsmal im August wiederholten sich die Ausbrüche zum Teil in gleich heftiger Weise, indem sich zum Schlusse ihre Richtung gegen Osten verschob, wodurch diese Gegend, die bisher verschont geblieben war, in ähnlicher Weise heimgesucht wurde. In schwächerem Maße kehrten die Ausbrüche noch während des Jahres 1903 wieder. Die sich lawinenartig herabwälzenden Glutwolken bestanden hauptsächlich aus Wasserdampf, Schwefelwasserstoff und vielleicht noch anderen Gasen und waren mit Asche, Lapilli und Blöcken beladen. In den nächsten Monaten nach dem ersten Ausbrüche erhob sich auf dem Boden der alten Caldera ein andesitischer Lavadom, der aus aufquellender zäher Lava bestand (Quellkuppe). Aus ihm stieg am 10. Oktober eine im Innern rot-

glühende, an der Oberfläche vertikal geriefte Felsnadel auf, die sich bei etwa 100 m Durchmesser in den nächsten Wochen bis 324 m erhob und aus der Dämpfe ausströmten. Durch Abbruch ihrer senkrechten Wände erniedrigte

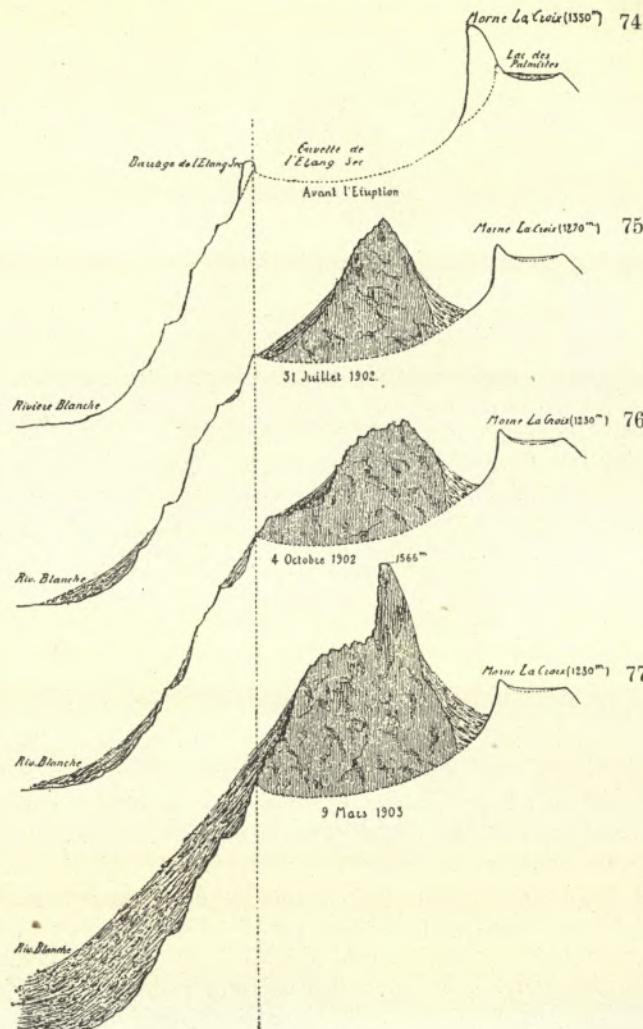


Fig. 74—77 Entwicklung des Domes und der Nadel der Montagne Pelée (nach A. Lacroix)

sie sich wiederholt, wurde aber immer wieder emporgetrieben, so daß sie im Mai 1903 mit 375 m ihre größte Höhe erreichte. Der Dom erhöhte sich allmählich und die Felsnadel stürzte infolge der kräftigeren Eruptionen ein. Dieses einzigartige Phänomen wurde von mehreren Beobachtern genau studiert und es hat sich gezeigt, daß es sich um die Emporpressung einer erstarrenden

Andesitmasse durch viskose Nachschübe handelt, wie etwa ein Pastapfropf aus einer Tube herausgepreßt wird (Fig. 74—78).

Fassen wir die Erscheinungen zusammen. Sehr dickflüssige, saure Laven, die in geringer Menge als feste Masse frei emporgepreßt werden und große Massen von Wasserdampf und Gasen, die mit hoher Temperatur, beladen

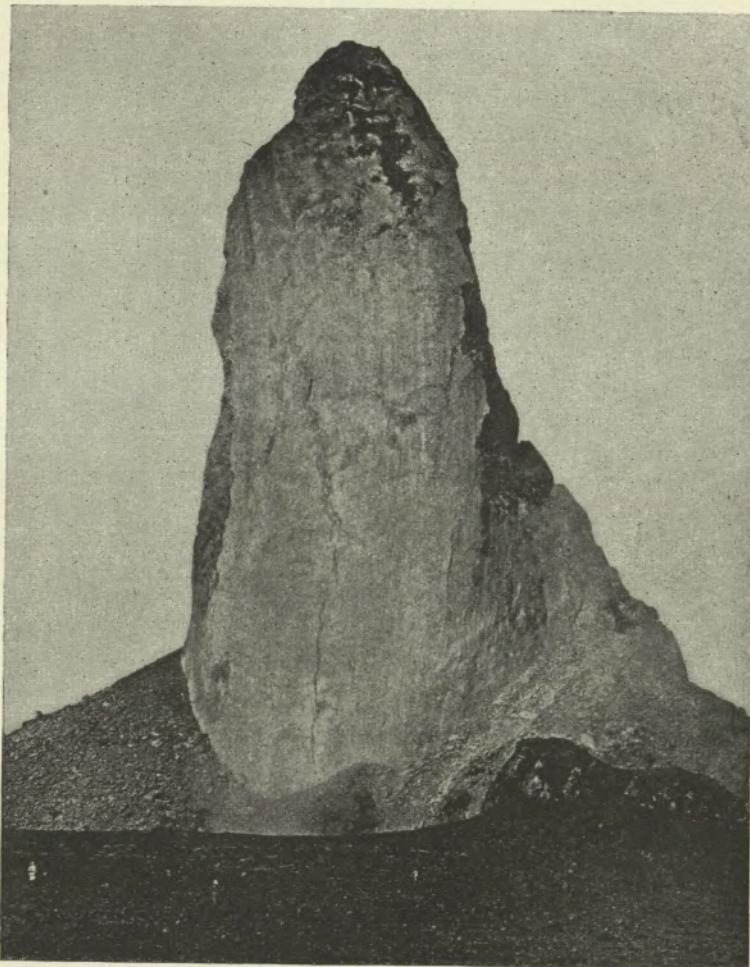


Fig. 78 Die Nadel der Montagne Pelée am 15. März 1903 (nach A. Lacroix)

mit feinem und grobem Auswurfmateriale, lawinenartig herabstürzen, sind die bezeichnenden Merkmale dieser Eruptionen. Hierher müssen auch die durch Aufquellen zähflüssiger Lava entstandenen Quell- oder Staukuppen gezählt werden, wie der Puy de Sarcoui und Puy de Chopine im französischen Zentralplateau, der Mamelon Centrale auf Réunion (Fig. 56) u. a.

Es ist bemerkenswert, daß gleichzeitig (7. Mai, 2 Uhr nachmittags) mit dem großen Ausbrüche des Mont Pelée auf der 63 englische Meilen entfernten

Insel St. Vincent die Soufrière, ein im Jahre 1812 zum letztenmal tätig gewesener Vulkan, dessen Krater von einem großen See eingenommen

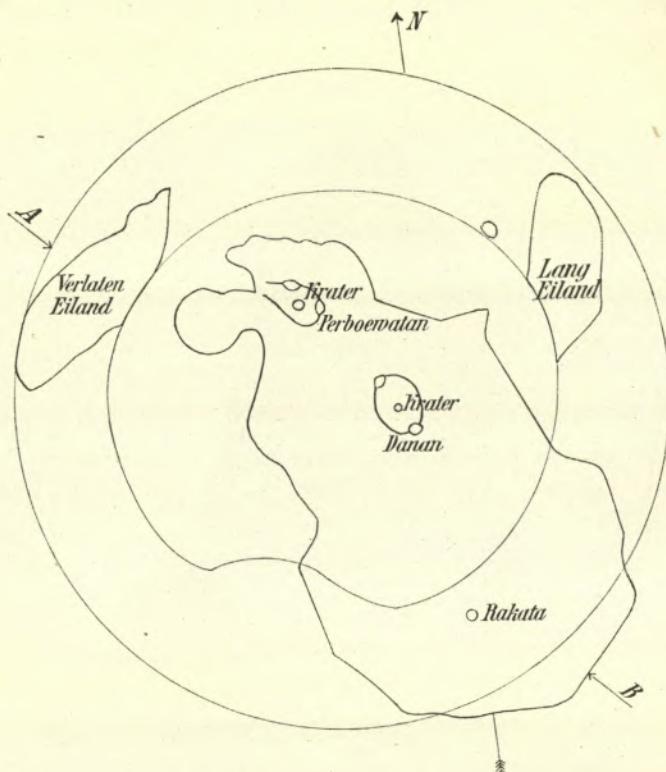


Fig. 79 Karte von Krakatau vor dem Ausbruche 1883 (nach R. D. M. Verbeek). Der äußere Kreis ist der Umfang des alten Kegels, der innere der des alten Schlotes.

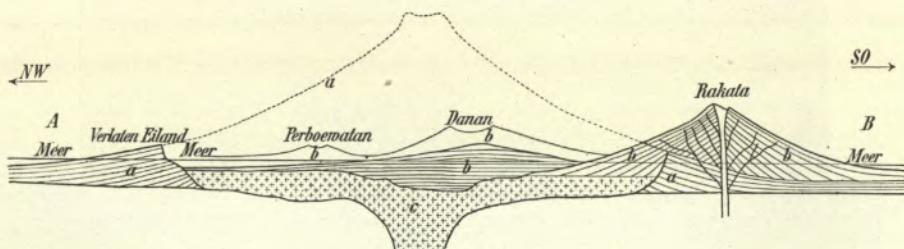


Fig. 80 Durchschnitt durch Krakatau vor dem Ausbruche 1883 nach A, B in Fig. 79 (nach R. D. M. Verbeek). a Reste des ursprünglichen Kegels und dessen Ergänzung, b jüngere Vulkankegel, c Lava in der alten Caldera.

wurde, einen katastrophalen Ausbruch hatte und bis Ende 1903 tätig war. Auch hier wurde ein Landstrich durch eine glühende, mit feinem Materiale beladene Wolke verheert, die sich zur Küste hinabwälzte. Heftige Aschen-

regen und Erdbeben begleiteten die Eruption und folgten durch längere Zeit. Bemerkenswert ist, daß, während Mont Pelée und die Soufrière in Tätigkeit waren, das dazwischen liegende, ebenfalls vulkanische St. Lucia ruhig blieb.

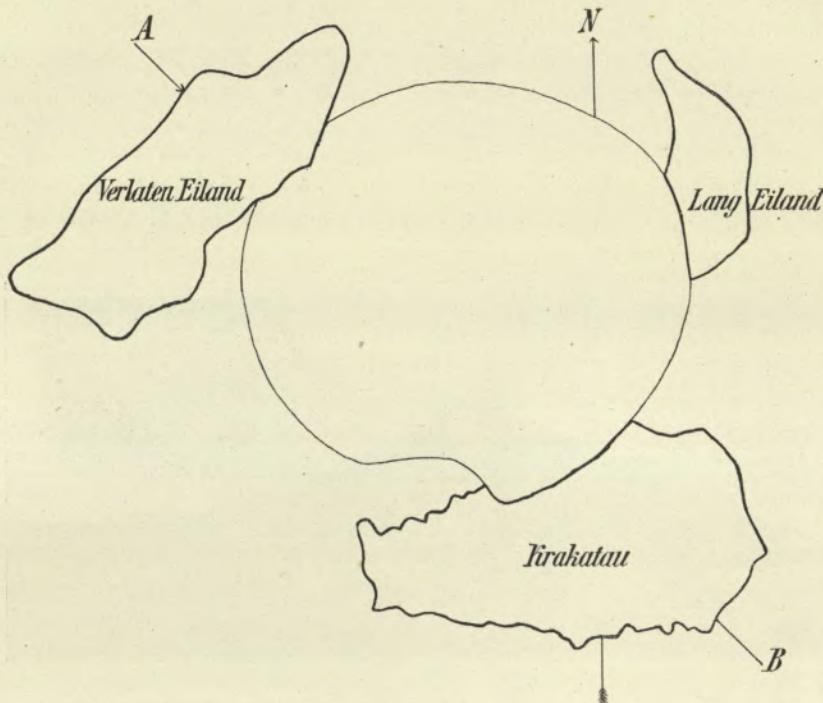


Fig. 81 Karte von Krakatau nach dem Ausbrüche 1883 (nach R. D. M. Verbeek)

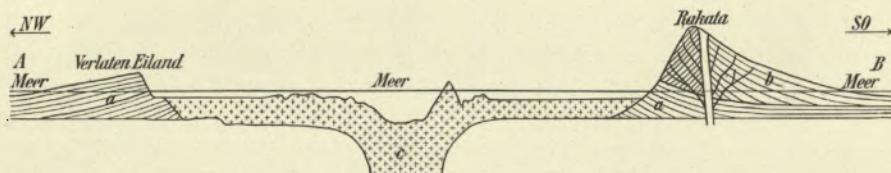


Fig. 82 Durchschnitt durch Krakatau nach dem Ausbrüche von 1883 nach A, B in Fig. 81 (nach R. D. M. Verbeek). Die alte Caldera ist wieder hergestellt.

Eine ähnliche Eruption, bei der nur fein verteiltes Material und keine Lava ausgestoßen wurde, war die der zwischen Sumatra und Java gelegenen Vulkaninsel Krakatau im Jahre 1883. Nach einer Ruhe von 200 Jahren hatte sich vom 20. bis 22. Mai eine Wiederbelebung der Tätigkeit gezeigt, der am 27. August eine gewaltige Dampfexplosion folgte. Fig. 79—83 geben Kartenskizzen und Querschnitte durch die Ausbruchsstelle. Man ersieht daraus, daß sich hier einst ein großer andesitischer Vulkanberg befunden hat, der

durch eine Eruption zerstört wurde, so daß nur mehr drei größere und mehrere kleinere Inseln davon übriggeblieben waren, darunter Krakatau mit dem jüngeren basaltischen Vulkane Rakata (800 m). An der Stelle dieses alten Schlotes erfolgte die neue Eruption, die nicht nur den größeren Teil von Krakatau in die Luft sprengte, sondern auch auf 75 km² eine Meerestiefe schuf, die stellenweise bis 360 m reichte. Auf dem verschonten Teile der Insel wurde Asche bis 60 m hoch aufgeschüttet. Über eine Fläche von 827.000 km², dreimal so groß wie das alte Österreich, wurden 18 km³ Asche und Bimssteine ausgebreitet, wobei faustgroße Stücke noch in 80 km Entfernung fielen. Der Donner der Explosion wurde auf eine Entfernung von 3400 km — über den 15. Teil der Erdoberfläche — gehört. Durch sie wurde eine Lufterschütterung hervorgerufen, die mit einer Geschwindigkeit von 1000 km in der

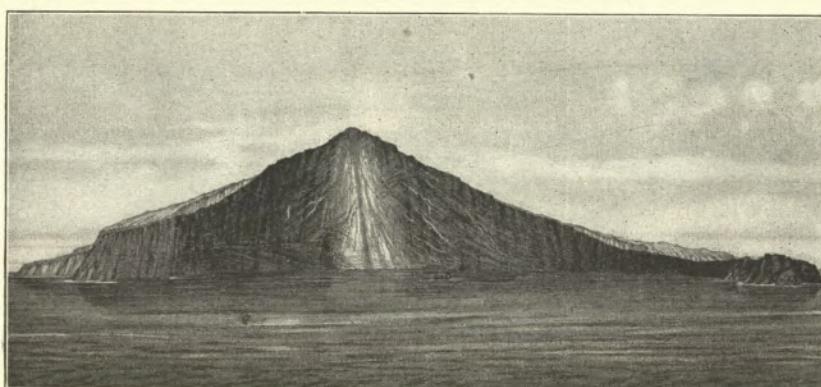


Fig. 83 Krakatau (Rakata) von Norden nach dem Ausbrüche 1883;
Schlot und perikinal fallende Schichten (nach R. D. M. Verbeek)

Stunde mehrmals die Erde umkreiste. Eine Flutwelle brach bis 36 m hoch über die Küsten von Sumatra und Java herein und vernichtete 36.000 Menschenleben. Sie wurde im ganzen Pazifischen, Indischen und auch im Atlantischen Ozean beobachtet. Bis über 30 km hoch reichte die Aschenwolke, aber die feinsten Teilchen wurden wohl bis 70 km hoch emporgetragen und umkreisten jahrelang die ganze Erde in den höchsten Teilen der Atmosphäre und riefen farbenprächtige Dämmerungserscheinungen hervor. Dieses Phänomen erinnert wohl an die herrlichen Farbenspiele, die sich in Salzwüsten nach heftigen Winden beobachten lassen und auf der Lichtbrechung durch den feinsten Staub beruhen.

Ähnliche Mengen von Lockerprodukten wurden wiederholt bei Ausbrüchen beobachtet. Der Tamboro auf Sumbawa hat 1815 zwischen 150—300 km³, der Consequina in Mittelamerika 1835 50 km³ gefördert. Diese Massen übertreffen die der Laven um das Zehn- bis Hundertfache.

Wenn große Aschenmengen, mit Wassermassen z. B. eines Kratersees vermischt, ausgeworfen werden, so ergeben sich verheerende Schlammströme, wie sie bei den Vulkanen Javas häufig sind (Genung Gelungung 1822).

Ein anderer Typus der Eruption wird als der Vulcanianische — nach der Lipareninsel *Vulcano* — bezeichnet. Er ist durch zähflüssiges Magma charakterisiert, durch dessen Erstarrung der Schlot rasch verstopft wird (Obstruktion). Die frei werdenden Gase und Dämpfe erreichen daher zuzeiten eine solche Spannung, daß sie mit heftiger Explosion die Obstruktion durchbrechen und in zersprengtem Zustande als erstarrte Auswürflinge, Asche, Lapilli und Bomben in großen Massen emporschleudern, wodurch die dichten Dampfwolken eine dunkle Farbe annehmen. Die kleineren Auswürflinge sind deshalb vorherrschend eckige Brocken. Die in Fetzen ausgeworfene Lava bildet rissige Bomben.

Der tätige Krater von *Vulcano* liegt auf einem oben breit abgestumpften Kegel von 386 m Seehöhe und ist wiederholt in langandauernder, heftiger Tätigkeit gewesen. Die letzte große Eruptionsperiode dauerte von August 1888 bis zum Frühjahr 1890. Die Rauchsäule erreichte eine Höhe von 3 km und die Asche wurde über die nächstliegenden Teile von Kalabrien und Sizilien ausgebreitet. Lava trat nicht zu Tage.



Fig. 84 Vesuv mit Somma von Nordwesten, nach einem Modelle von A. Aureli

Zu dieser Eruptionsform wird auch der Ätna und der Vesuv gerechnet, obgleich bei beiden noch Erscheinungen dazutreten, die sie zu verwischen geeignet sind. Lange Zeit hat der Vesuv als der Typus eines Vulkans gegolten, bis man die anderen Formen kennen lernte, aber bis heute ist er der best bekannte und der einzige geblieben, der seit langer Zeit unter beständiger Beobachtung steht. Trotzdem das an seiner Flanke erbaute Observatorium stets unter der Leitung der bedeutendsten Vulkanforscher gestanden hat, sind wir dadurch nicht weiter in der Erkenntnis der grundlegenden Fragen gekommen, was uns so recht zeigt, wie unsere Mittel versagen, wenn es gilt, dem ursächlichen Wirken der Natur nachzuspüren. Nicht besser konnte die Nichtigkeit unserer Erkenntnis erwiesen werden als durch den großen, plötzlichen Ausbruch von 1872, der zu einer Zeit eintrat, da Palmieri, der vieljährige Wächter des Berges, sein Observatorium verlassen hatte, um einmal nach Neapel zu gehen, weil er für die nächste Zeit keinerlei Tätigkeit des ihm anscheinend so vertrauten Berges erwartete. Auch erkennen wir, wie wenig sich die Natur in ihrer Mannigfaltigkeit in ein von Menschen geschaffenes System pressen läßt, das sich gerade bei diesem Berge als gänzlich unzulänglich erwiesen hat, indem er nicht nur den Vulcanianischen Eruptionstypus, sondern zeitweise auch den Strombolianischen (siehe S. 86) vertritt.

Der charakteristische Anblick des Berges zeigt einen Doppelkegel, einen größeren, von dem nur mehr ein ringförmiger Rest der Flanke — die Somma — erhalten ist, der den sich daraus erhebenden eigentlichen Vesuv-

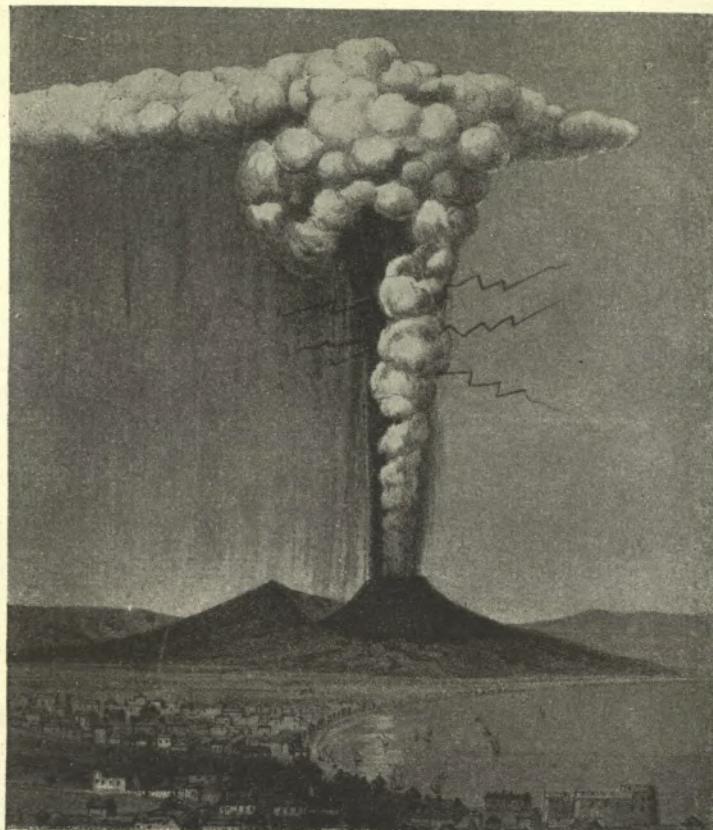


Fig. 85 Eruption des Vesuv, Oktober 1822, von Neapel aus gesehen (nach P. Scrope).

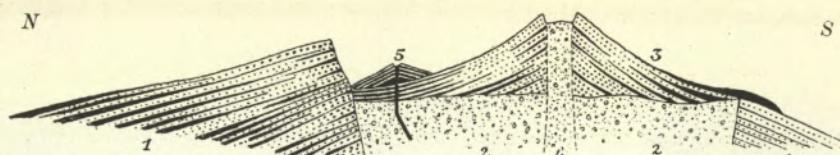


Fig. 86 Profil durch Vesuv und Somma (nach F. Löwl). 1 Reste des alten Somma-vulkans mit Lavaergüssen, 2 der mit Brockentuff gefüllte Schlot, 3 Vesuvkegel mit Lavaergüssen, 4 der heutige Schlot, 5 parasitärer Lavakegel im Atrio

kegel im Halbkreise umgibt (Fig. 84, 87). Die Somma gehört jenem Urvesuv an, dessen Bildung nach Fossilfunden in das Pliozän zurückreicht und der seit den ältesten geschichtlichen Zeiten ein friedlicher, bewaldeter Kegelberg zu sein schien, dessen wahre Natur nur von Strabo erkannt worden war.

Nach einem heftigen Erdbeben im Jahre 63 n. Chr. erfolgte am 24. August 79 ein Ausbruch, dessen Schilderung der jüngere Plinius in zwei Briefen an Tacitus gibt und der daher als plinianische Eruption bezeichnet wird. Es erhob sich eine gewaltige Rauchsäule, die sich in der Höhe ausbreitete, die sogenannte Pinienwolke (Fig. 85), aus der Asche, Lapilli und Bimssteine in solcher Menge fielen, daß durch den tagelang andauernden

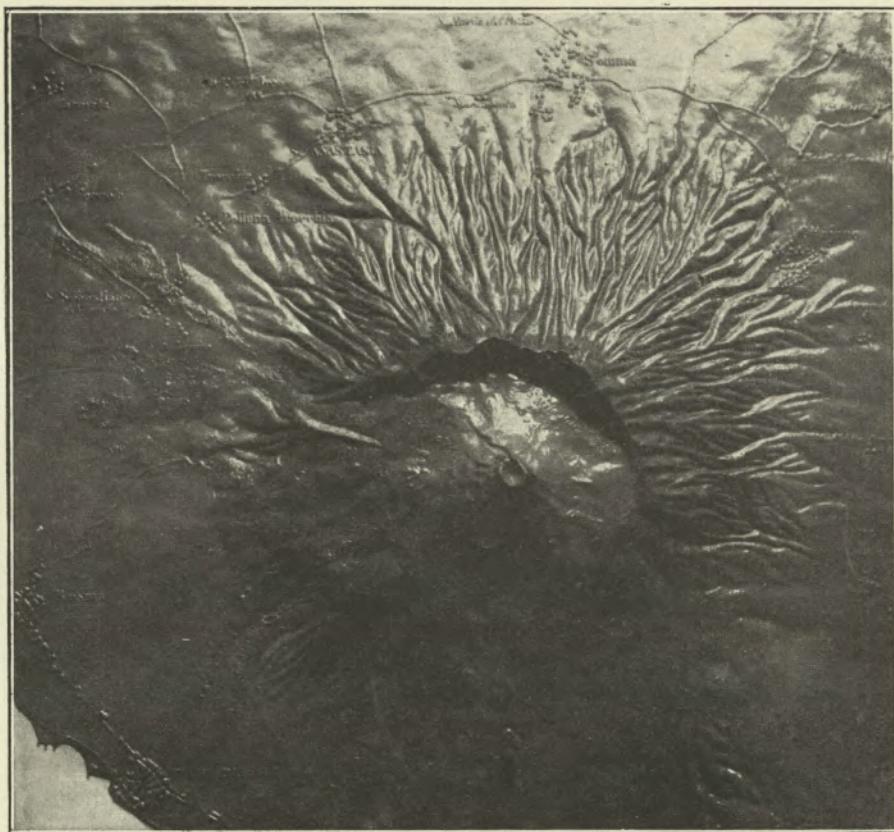


Fig. 87 Vesuv mit Somma aus der Vogelschau, nach einem Modelle von A. Aureli

Aschenregen die gegen das Meer zu gelegenen Ortschaften, besonders Pompeji und Stabiae, völlig verschüttet wurden. In Pompeji liegt an der Basis dieser Aschendecke, bis 3 m mächtig, weißer Bimsstein in bis walnußgroßen Stücken, darüber ein Wechsel von Aschen und Lapilli wohlgeschichtet und bis 5 m stark. Durch heftige Regengüsse wurden die losen Materialien zu Tuff verkittet. Da von den etwa 25.000 Einwohnern der Stadt bisher nur zirka 700 Skelette gefunden worden sind, ist keine plötzliche Katastrophe anzunehmen, die die Flucht der Bewohner vereitelt hätte. Der Berg soll schon vorher zersprengt gewesen sein und ist durch die Eruption bis

auf die Ruine der Somma in die Luft geblasen worden (Fig. 86), die nur mehr 1132 m emporragt und während ihre Außenseite sich mit zirka 25° ab-

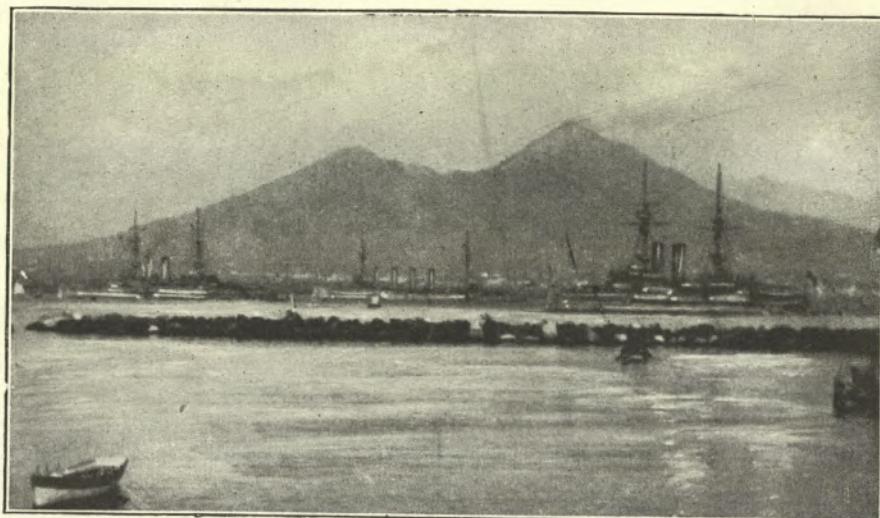


Fig. 88, 89 Der Vesuv vor und nach der Eruption 1906, von Neapel aus gesehen (nach einer Photographie des Geologischen Institutes der Universität in Neapel).

böscht, nach innen 300 m tief mit bis 70° Neigung gegen das halbkreisförmige Tal des Atrio del Cavallo abfällt. Die Bezeichnungen „Somma“ und „Atrio“ sind vom Vesuv in die vulkanologische Terminologie übergegangen. Diese Felswände bieten ein schönes Profil, in dem man die Wechsellagerung von zusammengebackenen Schweißschlacken und Lavabänken gegen die Peri-

pherie fallend erkennt. Zahllose Lavagänge durchsetzen bis 5 m stark mit verschiedener Neigung die Schichtfolge und treten infolge ihres härteren Materials hervor. Dieser alte Vesuvkegel vertritt also nicht den Vulcanianischen Typus, sondern ist bei Strombolianischer Tätigkeit aufgebaut worden.

Gegen Süden und Westen blieb aber auch dieser Ringwall nicht erhalten, sondern die Zerstörung reichte bis zirka 600 m herab. Dieser im Relief als Terrasse kenntliche Teil wird Le Piane genannt. Auf einer seiner Erhebungen steht das Observatorium. Aus dieser Ruine des Urvesuvs, einer weiten, gegen das Meer geöffneten Caldera, erhebt sich mit einem

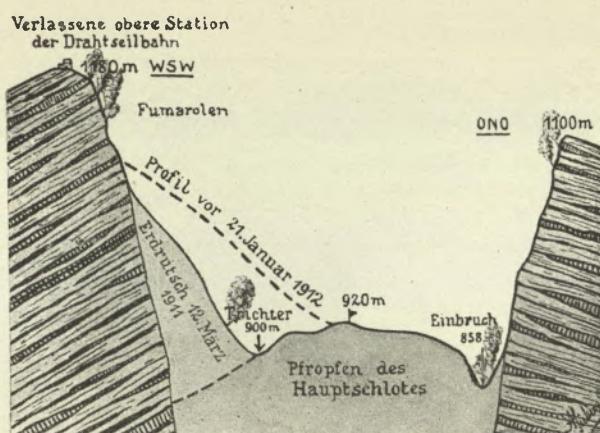


Fig. 90 Schematischer Schnitt durch den Vesuvkrater
(nach den Aufnahmen von A. Malladra aus A. Sieberg)

Durchmesser von 2800 m und einer Böschung von etwa 30° der aus Aschen und Schlacken aufgebaute eigentliche Vesuvkegel (Fig. 86, 87). Er ist bei der Eruption von 79 entstanden und hat seine Gestalt in der Zeit trotz zahlreicher heftiger Ausbrüche nicht wesentlich verändert. In einer Periode gemäßigter Tätigkeit erhöht sich der Gipfel bis über 1300 m und wird spitzer, bei einem Paroxysmus verliert er an Höhe und flacht sich ab. Dies ist bei Aschenkegeln allgemein der Fall. Bei der Eruption von 1906 erniedrigte sich der Gipfel durch Einsturz um 150 m, so daß er gegenwärtig nur zirka 1182 m mißt (Fig. 88, 89). Der Gipfelkrater besitzt jetzt eine steilwandige Trichterform von etwa 500 m Durchmesser und 300 m Tiefe. Seine Wände sind von Tuff- und Lavaschichten aufgebaut. Besser als jede Beschreibung gibt Fig. 90 ein anschauliches Bild seiner Gestaltung, über die wir durch die waghalsigen Abstiege einiger Forscher des Observatoriums auf den Kraterboden zum erstenmal Kenntnis erlangt haben. Dabei wurde die Temperatur der Exhalationen mit 295° gemessen. Die im Schloß aufsteigende Lavasäule, die vorübergehend einen glutflüssigen Lavasee bildet, dessen Schwankungen mit 70 m festgestellt wurden, durchbricht meist die Flanken des Kegels und tritt als Lavastrom zu Tage. Die Somma hält die

gegen sie ausbrechenden Lavaergüsse im Atrio fest, dessen Boden sich dadurch erhöht. Gegen das Meer zu sind die Lavaströme aber unbehindert und erreichen, im geringeren Gefälle bald erstarrend, nur selten die von der Ausbruchsstelle 4—8 km entfernte Küste. Die Lava besitzt eine Temperatur von 1000 bis 1070°, stammt also wohl aus 150—300 km Tiefe und ist bald Blocklava (Strom von 1872 und 1906), bald Fladenlava (1859, 1891—1894). Lavaaustritte aus dem Krater sind selten. Die ältesten Ausbrüche des Vesuv förderten saures (trachytisches) Material, während der

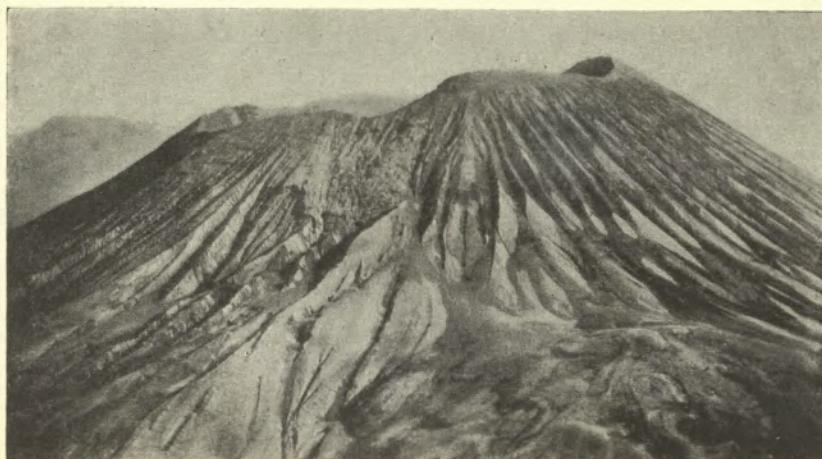


Fig. 91 Der Vesuvkegel, Mai 1906
(nach einer Aufnahme von F. A. Perret aus I. Friedländer)

obere Teil der Somma und alle jüngeren Laven und Auswürflinge aus basischem, Leuzit führendem Magma bestehen. Die Viskosität der Lava ist sehr verschieden, meist ist sie zäh, teigartig, 1794 aber stürzte sie in Katarakten herab und 1631 erreichte sie in einer Stunde das 8 km entfernte Meer.

Die heftigen Dampfexplosionen des Vesuvkraters führen große Mengen feiner Asche bis in eine Höhe von 7 km und darüber empor und erhalten dadurch eine dunkle bis schwarze Farbe, so daß stets eine Verfinsternung der Umgebung eintritt. Bei dem Ausbrüche im Jahre 79 fiel am Kap Misenum, 30 km vom Krater entfernt, die Asche noch in solcher Menge, daß der volle Tag zur finsternen Nacht wurde. Die oft erwähnten Schlammströme sind eine Folge der heftigen Regengüsse, deren Wassermassen, mit der Asche vermengt, alles verwüstend zu Tal stürzen. Herculaneum ist von ihnen bedeckt worden. Aber auch trockene Aschenlawinen gehen nach jedem Ausbrüche an den steilen Böschungen des Kegels und der Somma nieder und helfen mit, ihnen die radial gerillte Oberflächenform zu geben (Fig. 87, 91).

Durch die Explosionen im Krater entsteht ein aufsteigender Luftstrom, der mit seiner Saugwirkung das lose Material mitreißt.

In der Höhe, wo die treibende Kraft erlahmt und seitliche Windströmungen zur Geltung gelangen, breitet sich die Asche zu der von Plinius mit einer Pinie verglichenen Gestalt aus. Sie flog 472 bis Konstantinopel, bei einer anderen Eruption bis an die afrikanische Küste und die Ostsee, Blöcke von 12 m^3 Inhalt und mehrere hundert Zentner schwer wurden kilometerweit geschleudert (Fig. 85).



Fig. 92 Karte der Phlegräischen Felder (nach M. Neumayr)

Es wird berichtet, daß im Jahre 1631 nach großen Lavaströmen ungeheure Wassermassen mit Algen, Muscheln und Fischen ausgeworfen worden seien. Diese Erscheinung ist vielleicht durch eine Wasserhose zu erklären, die sich infolge der heftigen Bewegungen der Atmosphäre bildete und vom Meere landeinwärts zog.

Vom Jahre 79 bis zum 17. Jahrhundert zählt man acht Eruptionen von größerer Stärke, wobei vom 12. Jahrhundert bis 1631 eine 500jährige Ruhepause dauerte, während der sich der Berg bewaldete und im eingeebneten Krater nur Dampf- und Gasexhalationen und Tümpel warmen und salzigen Wassers seine Natur verrieten. Seit 1660 ist der Vesuv in Tätigkeit, so daß kein Dezennum ohne Eruption vergeht und es ist beobachtet worden, daß diese um so heftiger ist, je längere Zeit der Ruhezustand gedauert hat.

Die Ausbrüche des Vesuv sind stets von lokalen Erdbeben begleitet, die als typische vulkanische Beben nachlassen, sobald die Eruption ihren

Höhepunkt erreicht hat. In dem 10 km entfernten Neapel werden die Erdstöße noch heftig verspürt.

Trotz der geringen Entfernung völlig unabhängig vom Vesuv breitet sich westlich von Neapel das Gebiet der Phlegräischen Felder aus (Fig. 92). Hier herrschen ausschließlich trachytische Gesteine und aus den zahlreichen — zirka 20 — Eruptionszentren sind fast nur Aschen gefördert worden. Hier sind im Gegensatze zu dem so lang ununterbrochen tätigen Vesuv nur vor-



Fig. 93 Solfatara bei Pozzuoli (nach einer käuflichen Photographie)

übergehende Eruptionen zu verzeichnen gewesen. Die meist sehr weiten Calderen besitzen tief abgetragene Ränder, einige der Krater sind eingebrochen und vom Meere überflutet, wie man dies am Kap Misenum und an der Insel Nisida sehr gut sieht. Ein großer Teil des ganzen Gebietes wird von dem riesigen Pipernovulkan eingenommen, der einen Durchmesser von 12 bis 13 km besitzt und gegen das Meer geöffnet ist. Seine äußere Böschung beträgt 2—3° und sein Ringwall erreicht beim Kloster Camaldoli mit 458 m seine größte Höhe. In ihm liegen mehrere kleinere Krater, darunter der Astroni, ein aus Tuffen aufgebauter Ringwall von 2:1:3 km Ausdehnung, auf dessen Grunde das feste Lavagestein hervortritt. In der Nähe befindet sich die Solfatara, ein Krater von 500 m Durch-

messer, dessen Ringwall sich nur 70 m über den Boden erhebt (Fig. 93). In dem infolge der Porosität des Gesteins dumpf dröhnen Boden liegen mehrere Öffnungen (bocche), aus deren einer Wasserdampf und Schwefelwasserstoff brausend entweichen. Diese Erscheinungen werden nach diesem Vorkommen als Solfataren bezeichnet und als Ausklingen oder Ruhepause vulkanischer Tätigkeit gedeutet. Durch diese Dämpfe sind die Tuffe und Laven zersetzt und gebleicht (Alunit). Die Solfatara ist seit 1198 tätig, ohne daß sich hier weitere Eruptionen gezeigt hätten. Solche „Solf-



Fig. 94 Großer Krater und nördliche Spitze des Ätna
(nach einer käuflichen Photographie)

taren“ sind auf der ganzen Erde verbreitet und z. B. im Yellowstonepark durch gewaltige Beispiele vertreten.

Eine typische Bildungsweise eines Vulkans hat der Monte Nuovo bei Pozzuoli gezeigt, dessen sehr regelmäßiger Kegel 139 m über das Meer aufragt und einen 370 m im Durchmesser haltenden, 120 m tiefen Krater besitzt. Er ist vom 29. auf den 30. September 1538 auf einem ebenen Landstriche unter heftigem Erdbeben durch eine Ascheneruption aufgeschüttet worden. Er ist ein Beispiel eines monogenen, einheitlich wie aus einem Gusse gebildeten Vulkans, zum Unterschiede von den polygenen, bei denen eine wiederholt erneute Tätigkeit meist mit wechselnden Produkten stattgefunden hat.

Ein maarähnliches Kraterbecken ist vom Averner See erfüllt. Gas- und Dampfexhalationen an verschiedenen Punkten des Gebietes zeugen für

die schlummernden Kräfte des Erdinnern. Sie sind von verschiedener chemischer Zusammensetzung, heiß oder kalt, wie z. B. die Kohlensäureausströmung in der „Hundsgrotte“, die wie ähnliche Vorkommen als Mofette bezeichnet wird. Der Name Hundsgrotte röhrt davon her, daß die sich auf dem Boden ansammelnde Kohlensäure Hunde und andere kleine Tiere betäubt und tötet, während in Manneshöhe die Luft atembar ist. Viel großartigere natürliche Ausströmungen von Kohlensäure zeigen das „Toten-



Fig. 95 Eruption der an einer Spalte liegenden Adventivkegel des Ätna, Sommer 1892
(nach einer käuflichen Photographie)

tal“ auf Java, der „Schlund des Todes“ im Yellowstonepark in Nordamerika u. a.

An der Küste von Pozzuoli hat man durch Jahrtausende zurückreichende Beobachtung Hebungen und Senkungen des Festlandes feststellen können, wovon im nächsten Abschnitte ausführlicher die Rede sein wird.

Viel verwickelter als beim Vesuv sind, um nur noch eines der bestbekannten Beispiele zu erörtern, die Vorgänge gewesen, die dem Ätna seine heutige Gestalt gegeben haben und die er heute noch zeigt. Er ist der größte Vulkan Europas und mit 3274 m Höhe einer der höchsten der Erde. Sein Fuß reicht in das 30 km entfernte Meer, sein Durchmesser ist bis 45 km, sein Volumen 850 km³. An der Basis ist er mit 5°, höher mit 18—25° gebösch. Sein bis 2000 m reichender Sockel besteht aus Laven

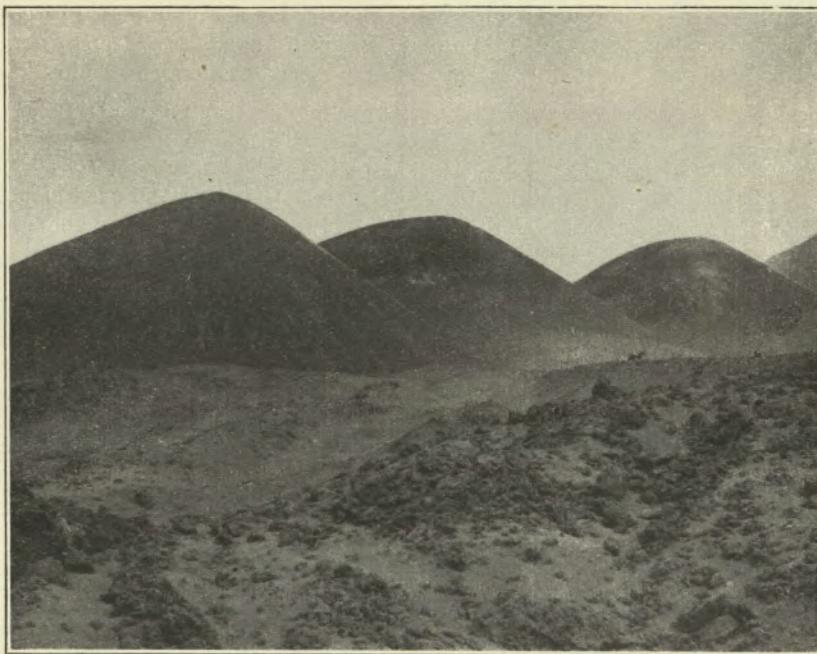


Fig. 96 Monti Nuovi nach der Ätnaeruption 1892 (nach einer käuflichen Photographie)



Fig. 97 Unsymmetrische Adventivkegel des Ätna, Eruption 1892
(nach einer käuflichen Photographie)

(rheumatitisch), sein Kegel vorherrschend aus Auswürflingen (klasmatisch). Er hat also in der Vorzeit nur oder hauptsächlich Laven gefördert, während

heute die losen Produkte überwiegen. Er zeigt eine kombinierte Tätigkeit, indem aus Spalten, die sich in seinen Flanken öffnen, Lavaströme hervorbrechen und aus dem 450 m im Durchmesser messenden Zentralkrater (Fig. 94) und aus zahlreichen parasitären (reitenden, Adventiv-) Kratern, die seine Flanken bedecken und deren an 1000 gezählt werden, Auswürflinge gefördert werden (Fig. 95—97). Diese parasitären Krater liegen oft in Reihen, dem Verlaufe der Spalten folgend, sind aus Schlacken und Asche aufgebaut und erreichen oft nur ein paar Meter, aber auch mehrere hundert an Höhe. Früher lag der Hauptschlott, wie man aus der Lagerung der Schichten erkennt (Abfallen nach entgegengesetzter Richtung),

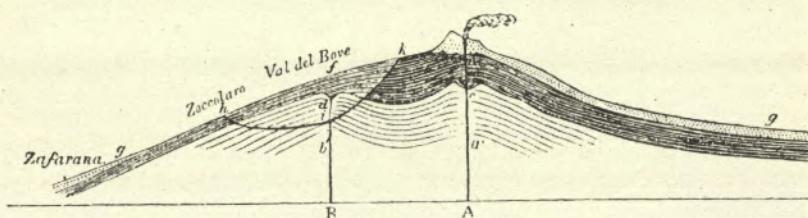


Fig. 98 Querschnitt durch die Val del Bove des Ätna (nach Ch. Lyell)
 A heutiger Schlot, B alter Schlot des Trifoglietto, a' c, b' i d ältere, besonders trachytische Laven, c e, d f doleritische Laven des Schlotes A (älter als die Val del Bove), g g Schlacken und Laven, jünger als die Val del Bove, h i k Val del Bove (durch die schwächeren Linien ist das Relief ergänzt).

weiter im Osten, wo heute die weite Valle del Bove klafft, die durch eine heftige Eruption ausgesprengt worden ist, die in vorgeschichtlicher Zeit in dieser Linie die Flanke des Berges gänzlich zerstört hat (Fig. 98). Man kann dort eine wiederholte Verlegung der Ausbruchsoffnung an einer Linie verfolgen.

Die Lavaergüsse treten an Spalten auf, die sich in radialer Richtung im Sockel öffnen und breiten sich über weite Erstreckung aus. Im Jahre 1869 hatte sich eine 18 km lange Spalte gebildet, auf der die 250 m hohen Schlackenkegel der Monti Rossi aufsaßen, aus denen ein 10 km langer Lavastrom von 50 km² Oberfläche hervorbrach und den größten Teil Cataniens und zwölf Dörfer zerstörte. 500 m breit und 10 m hoch ist die Lava ins Meer getreten, das unter ihrer Glut kochte. Es wurde etwa 1 km³ Lava gefördert. In historischer Zeit ist der Hauptkrater immer tätig gewesen, hat aber nie Lava ausfließen lassen. Die Spalte, die sich im September 1911 aufstet, hatte über 100 neue Ausbruchsoffnungen, die oft nur 12 m hohe Kegel besaßen oder trichterförmige Vertiefungen waren.

Einen anderen Ausbruchstypus vertritt der Inselvulkan Stromboli im Tyrrhenischen Meere, der sich bei einem 2300 m tiefen Meeresgrunde 900 m hoch erhebt. In historischer Zeit ist er, freilich oft mit langen Unterbrechungen, stets in einer wenn auch mäßigen Tätigkeit gewesen und hat schon in den Sagen der alten Griechen als Sitz des Aiolos — des Gottes der Winde — Erwähnung gefunden, da seine Rauchsäule den Schiffen bis

auf den heutigen Tag als Barometer dient. Wenn auch die moderne Wissenschaft diese Art der Wettervoraussage leugnen will, so wird man doch der Jahrtausende alten Überlieferung eine gewisse Bedeutung beimessen, denn unsere Kenntnis von den Ursachen, die Dampfexhalationen und das dadurch bedingte geringe Ausstoßen feinsten klastischen Materials beeinflussen, ist so oberflächlich, daß wir einen direkten Zusammenhang mit Barometerschwankungen nicht von vornherein ablehnen können. Es braucht wohl nur auf die ähnliche Frage, die bei der Geysirtätigkeit berührt werden wird, hingewiesen werden.

Die Insel ist ganz vulkanisch, aber nur der äußerste Nordwesten besitzt einen kleinen Krater von 700 m Höhe, der von einer Somma halbkreisförmig umgeben wird, die gegen das Meer geöffnet ist. Die ältesten Gesteine sind andesitische Laven, sodann folgen basaltische, während heute Lavaausbrüche selten sind. Seit dem Jahre 1897 herrscht eine so ununterbrochene Tätigkeit, daß der Vulkan stets als Schulbeispiel angeführt wird, da er wie kaum ein anderer jedem Besucher ein sicheres Schauspiel bietet.

Deshalb sind die Vorgänge genau studiert, die folgendermaßen verlaufen. Der Kraterboden zeigt mehrere Schلتnde (bocche), deren Zahl und Gestalt wechselt. Die dünnflüssige Lava steigt mit Dämpfen gesättigt im Schlotempor, es bilden sich große Dampfblasen, die mit einem Knalle oder dumpfen Donner platzen, sobald sie den Druck des auflastenden Magmas überwinden können, das sie in glühenden Fladen emporschleudern. Bei lebhafter Tätigkeit erfolgt die Eruption alle 3—26 Minuten. Die Ausbrüche sind von Beben des Bodens begleitet. Die Auswürflinge fallen wieder in den Krater zurück oder schon erstarrt auf eine steile Halde, die sich in der Öffnung des Ringwalles zum Meere senkt und kolleru als Bomben prasselnd hinab. Dabei erhebt sich bis 200 m hoch eine dunkle, oben helle Aschenwolke. Die Ausbrüche sind um so heftiger, je größer die Pause ist, und alle paar Monate etwa tritt eine Belebung der Erscheinung ein, die Eruptionen sind intensiver und folgen rascher aufeinander und es werden Blöcke und Brocken verfestigter Lava, Sand und Asche ausgeworfen, die sich über den Umkreis der Insel ausbreiten. Dann machen sich auch Erdbeben auf dem ganzen Eilande bemerkbar.

Zusammenfassend charakterisiert also den Strombolianischen Typus größere Dünnglüssigkeit der Lava, die für gewöhnlich bei den häufigen Explosionen in Fetzen emporgesleudert wird. Aschenauswurf und Lavaergüsse sind selten und die helleren Dampfwolken leuchten nachts im Widerscheine des glühenden Herdes.

Daß diese Eruptionserscheinungen mit der Tätigkeit der heißen Springquellen viele Ähnlichkeit haben, fällt unmittelbar in die Augen. Wie erwähnt, stellen sie sich auch bei Vulkanen von der Art des Vesuv ein.

Wesentlich verschieden, aber doch der Strombolianischen Ausbruchsfom noch am nächsten stehend, ist ein anderer Typus, der seinen Namen von den gewaltigen Vulkanbergen der Insel Hawaii erhalten hat. Schon seit der Entdeckung der Inseln war jener märchenhafte Feuersee vielleicht als das merkwürdigste Naturwunder bekannt und hat bis auf den

heutigen Tag nichts von dem Interesse eingebüßt, das ihm die geologische Forschung in höchstem Grade entgegenbringt.

Hawaii ist in seiner ganzen, mehr als 10.000 km^2 umfassenden Ausdehnung aus Laven aufgebaut, die von fünf Vulkanen gefördert worden sind, die sich aus dem 5000 m tiefen Ozeane bis über 4000 m erheben. Sie sind aus zahlreichen Lavaergüssen gebildet und zeigen deshalb, miteinander fast verschmelzend, trotz ihrer Höhe nur ganz flachschildförmige Umrisse mit höchstens 10° Böschungswinkel. In historischer Zeit ist nur mehr der

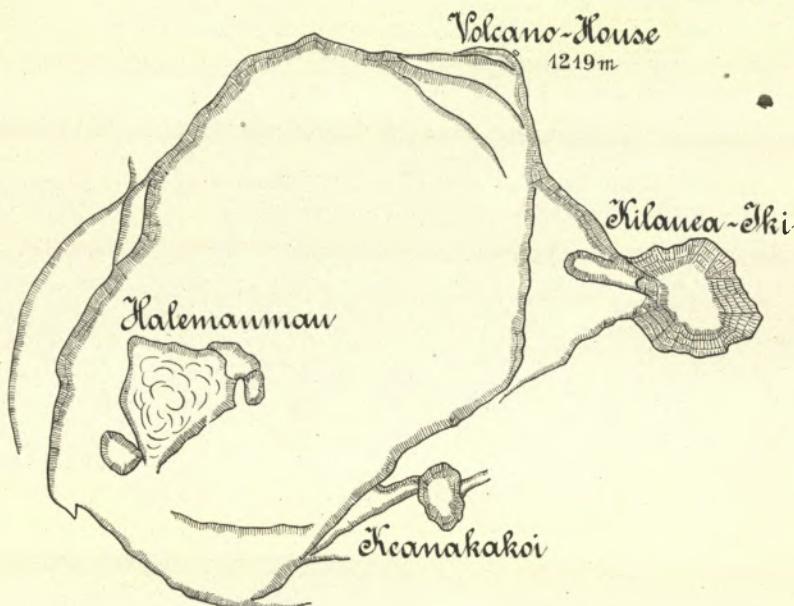


Fig. 99 Karte des Kilauea-Kraters (nach J. D. Dana)
Zeigt den großen Krater mit dem Halemaumau im Innern und die zwei kleineren im Osten.

Hualalai, der Mauna Loa und der Kilauea tätig gewesen; der erstere ist seit etwa 1800 in Ruhe.

Mauna Loa mit 4100 m Höhe besitzt einen $13 : 10 \text{ km}$ messenden Gipfelkrater mit zirka 300 m hohen, senkrechten, aus Lavadecken aufgebauten Wänden, der im Ruhezustande von einer Lavakruste geschlossen ist, die kleine Eruptionskegel von 200 bis 300 m Höhe, ähnlich den Bocche des Vesuvkraters, trägt. Bei Ausbrüchen steigt die Lava ruhig im Krater an, bis sie über dessen Rand überfließt oder, was häufiger ist, sie tritt aus Spalten der Flanken heraus. Wenn das Magma im Schlothe sinkt, brechen dessen Ränder an Brüchen nach, wodurch sich der Krater vergrößert. Dampfexplosionen (Paroxysmen), wie sie in den bisher beschriebenen Beispielen üblich sind, fehlen ganz. Es fehlen die Aschen und feinen Auswürflinge heute völlig (man kennt Aschenkegel früherer Eruptionen) und die heftigen Exhalationen, die bei gefülltem Krater stattfinden, bewirken nur ein springbrunnenartiges Aufspritzen der überaus dünnflüssigen Lava bis 300 m Höhe. Diese ist

basaltisch, von dunkler Farbe und besitzt einen Flüssigkeitszustand wie etwa Öl oder Wasser, so daß sie sich selbst noch bei $1/2^{\circ}$ Gefälle und mit einer Geschwindigkeit fortbewegt, die sonst nirgends beobachtet worden ist. Es sind Fälle bekannt, daß sie 30 km in der Stunde zurücklegte und über Abstürze des Terrains fällt sie in glühenden Kaskaden herab. Deshalb sind die Lavaströme auch länger als in den meisten Vulkangebieten und es erreichte einer 32 km Länge mit einem Kubik-kilometer Inhalte, andere 42 und 53 km Länge. Die Ströme gelangten wiederholt an das Meer und es spielten sich großartige Kämpfe zwischen den beiden feindlichen Elementen ab.

Der zweite tätige Vulkan der Insel ist der Kilauea mit etwas über 1200 m Höhe. Er besitzt ebenfalls eine flach schildförmige Gestalt und einen Krater von zirka 6:4 km Ausdehnung, der von senkrechten, aus Lava-schichten aufgebauten Wänden, die sich bis über 200 m absenken, eingehaumt wird (Fig. 99, 100). Man erkennt an den konzentrischen Spalten, daß dieser gewaltige Kessel durch Nachbruch erweitert ist. Sein Boden wird von erstarrter Lava bedeckt, in der sich zahlreiche Klüfte öffnen. In seinem südwestlichen Teile erhebt sich ein flacher Lavakegel, in den ein sekundärer Krater von etwa 350:300 m Ausdehnung eingesenkt ist, der heute fast der einzige Sitz der eruptiven Erscheinungen ist und als Halemaumau (Sitz des



Fig. 100 Kilauea-Krater von Volcano house gesehen (nach C. E. Dutton).

Feuers) bezeichnet wird. Er bildet den berühmten Feuersee, dessen Spiegel großen Schwankungen unterworfen ist (Fig. 101). Man kann drei Phasen unterscheiden, ein langsames Ansteigen der Lava, die den Rand überfließt und während sie einen schwankenden Hochstand einnimmt, einen flachen Kegel aufbaut und dann ein plötzliches Fallen, das bis 20 Fuß in der Stunde erreicht und den Spiegel bis auf 250 m Tiefe sinken lässt, wobei ein Nachbrechen der Wände erfolgt (Fig. 102—104). Die Lava ist sehr dünnflüssige Basaltlava mit großem Olivingehalte. Durch die aufsteigenden Dämpfe wird sie in spratzender Bewegung gehalten und es erheben sich



Fig. 101 Halemaumau im März 1894 (nach W. T. Brigham).
Die Lava erfüllt den See, der überfließt.

Lavafontänen, die stets wieder in den See zurück sinken. Deren beständigste ist der stets an einer bestimmten Stelle des Sees in kurzen Intervallen (im Jahre 1899 betrugen sie $\frac{1}{2}$ Minute) aufsteigende Old Faithful — der alte Getreue. Es gehen in der Lava Strömungen (thermische Konvektionsströmungen) vor sich, die, wie Fig. 105 zeigt, durch die aufsteigenden, mit Gas beladenen, heißen Massen bewirkt werden. Die sich abkühlende Lava gibt ihr Gas an die Atmosphäre ab und sinkt in den Schlot zurück. Bei heftigem Winde wird die in Tropfen aufgelöste Lava zu langen Fäden ausgezogen, die gesponnenem Glase gleichen und sich in Vertiefungen des Lavafeldes anhäufen. Sie werden nach Pele, der Göttin des Feuers der alten Kanaken, als Peles Haar bezeichnet. Größere Tropfen nehmen rotierend meist eine mehr minder spitz spindelförmige Gestalt an (Peles Tränen) (Fig. 106). Die ausfließende Lava ist bald Fladenlava, bald Blocklava. Im Lavasee bauen sich bei den Eruptionen aus erstarrten Schlacken kegelförmige Inseln auf, die sich schwimmend erhalten und bei

dem Sinken des Spiegels stranden. Die Tätigkeit des Halemaumau ist sehr wechselnd. Es liegt eine Beobachtungsreihe seit dem Jahre 1886 vor. Abgesehen von den kleinen Schwankungen, die sein Spiegel ausführt, ver-

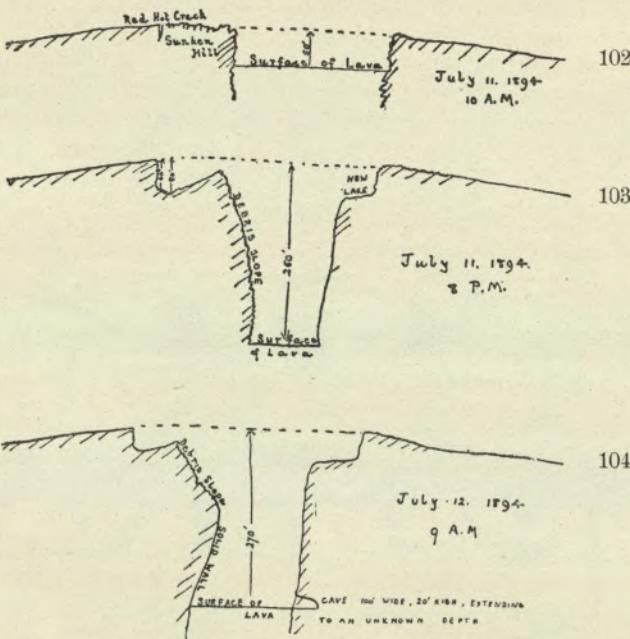


Fig. 102—104 Querschnitte durch den Halemaumau, die Schwankungen der Lava und Nachbrüche zeigend (nach W. T. Brigham)

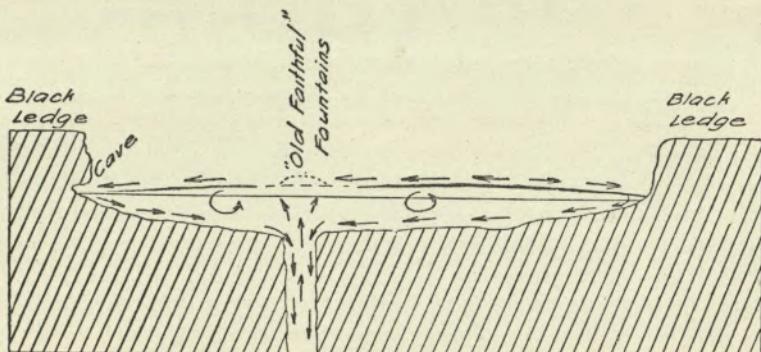


Fig. 105 Konvektionsströmungen im Halemaumau (nach R. A. Daly)

schwindet er nach einem stärkeren Ausfließen ganz, sein Boden wird in großer Tiefe von einer Lavakruste gebildet und er erscheint wieder ohne besondere Anzeichen. Es sind Fälle beobachtet worden, daß er auf nur 35 Tage verschwand und auf nur 3 Tage wiederkehrte. Es scheinen also hier rhythmische Ausbrüche vor sich zu gehen, die an die Strombolianische

Tätigkeit und an Geysire erinnern. Ähnliche Schwankungen des Oberflächenspiegels infolge Entgasung zeigt der Ingots — der Inhalt der Gußtiegel (Coquillen) — in Gußwerken. Wenn der See verschwunden ist, sind die Dampfexhalationen, denen ein ziemlicher Gehalt an Schwefelwasserstoff eigen ist, am größten (Fig. 107). Man hat in jüngster Zeit auf überaus sinnreiche Weise die Gase der Lava unmittelbar bei ihrem Austritte aufgefangen und untersucht und dabei gefunden, daß sie vorherrschend aus Wasserdampf bestehen, dem schwefelige Säure, Kohlensäure, Kohlenoxyd, Stickstoff, Wasserstoff, Schwefel, Chlor, Fluor, aber keine Edelgase beigemengt sind. Dabei hat man beobachtet, daß die Gase mit bläulicher



Fig. 106 Peles Tränen, etwa $\frac{3}{4}$ natürlicher Größe (nach F. A. Perret aus I. Friedländer)

Flamme brennen. Die Temperatur der Lava ist mit 1000—1100°, der Gase mit zirka 1000° bestimmt worden, also niedriger als der Schmelzpunkt mancher Minerale des Magmas, deren Einschmelzung durch Lösungsvorgänge erklärt werden muß. (Siehe Titelbild.)

Die Wolke, die über dem Feuersee liegt, besteht aus Wasserdampf, dem fein verteilter Schwefel und schwefelige Säure beigemengt sind, so daß sie abweichende physikalische Erscheinungen zeigt, die dazu führten, die Anwesenheit von Wasserdampf zu leugnen. So verflüchtigt sie sich des Schwefels wegen an der Luft nicht so rasch und der Hygrometer zeigt in ihr infolge der schwefeligen Säure einen auffällig geringen Feuchtigkeitsgrad an.

Neben dem Halemaumau sind vorübergehend im Krater ähnliche kleinere Lavaseen entstanden, die aber nicht die gleiche Beständigkeit und Ausdehnung besaßen. Im März 1913 war der Lavasee auf einige Zeit verschwunden und der Boden lag in 240 m Tiefe.

Wie im Krater finden sich auch in seiner Umgebung zahlreiche Solfataren, Mofetten und Fumarolen, doch fehlen in den Exhalationen die Chloride.

An den Flanken des Kilauea sind wie an denen der anderen Vulkane Hawaiis kleinere Kesselkrater eingesenkt, die wohl ebenso wie Halemaumau



Fig. 107 Halemaumau im Sommer 1913 (phot. Frau M. Diener)

nicht durch eine Explosion, sondern durch aufsteigendes Magma geöffnet — aufgeschmolzen — worden sind. Nur zwei, die sich unmittelbar an die Umrandung des Kraters anfügen, haben noch in jüngster Zeit einen Lavasee eingeschlossen.

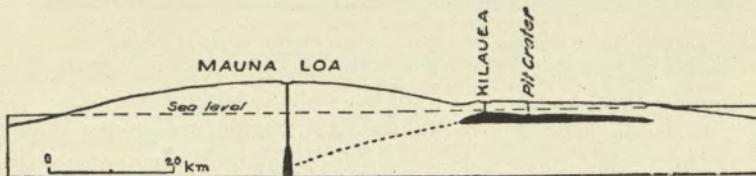


Fig. 108 Vermutete Lakkolithen als Quelle der vulkanischen Tätigkeit des Kilauea und Mauna Loa (nach R. A. Daly)

Die Lavaströme bilden durch Gasexhalationen zahlreiche kleine Schlackenkegel, Hornitos und durch Ausfließen unter einer erstarren Decke Höhlen, die von zarten, stalaktitartigen Lavagebilden ausgekleidet sind, die außen kristallinische, innen zellige Struktur zeigen.

Aschenauswürfe, die mit Paroxysmen verbunden sind, sind überaus selten. Vom Kilauea wird nur einer vom Jahre 1789 berichtet, der mit einer sicher

paroxystischen Eruption verbunden war. Da auch vom Mauna Loa solche Ausbrüche gemeldet werden, muß man annehmen, daß diese Vulkane doch mannigfache Übergänge zu den früher geschilderten Eruptionsformen zeigen.

Durch langjährige Beobachtungen ist erkannt worden, daß die Ausbrüche des Kilauea und Mauna Loa voneinander unabhängig sind, denn wenn eine Verbindung bestände, würde stets der Kilauea überfließen, bevor der viel höhere Krater des Mauna Loa gefüllt wird. Man kann sich schwer eine allen Anforderungen entsprechende Vorstellung von den inneren Ur-

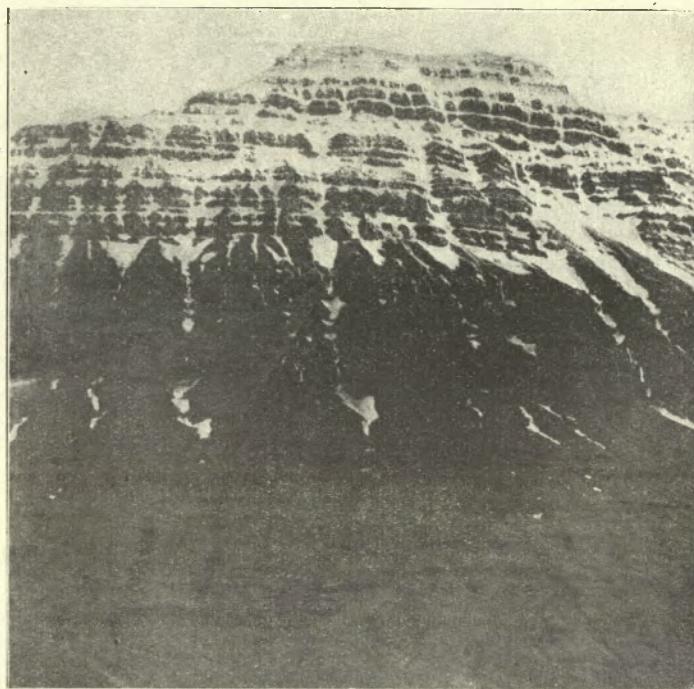


Fig. 109 Basaltberge bei Rödefjord, Island (phot. Baron Nordenskjöld)

sachen dieser Vorgänge machen. Ein Versuch, diese zu erklären, ist in Fig. 108 wiedergegeben. Durch die geringe Magmamasse, die unter dem Kilauea injiziert liegt, könnte die im Laufe von 90 Jahren festgestellte Abnahme der Tätigkeit des Kraters ihre Erklärung finden. Auf freilich ziemlich unsicherer Grundlage wird die Masse des Lakkolithen auf 250 km^3 und seine weitere Lebensdauer auf 2000 Jahre geschätzt. Für diese Ansicht sprechen vielleicht die zahlreichen Spalten, die sich bei Erdbeben öffnen und die im Dache einer Intrusivmasse zu erwarten sind. Danach wäre der Kilauea als eine durch ruhige Entgasung offen gehaltene Öffnung (Ventil) im Dache eines noch flüssigen Magmaberdes anzusehen, während für den Mauna Loa ein viel tieferer Sitz der belebenden Kräfte anzunehmen ist.

Für die Deutung der Herkunft der Wasserdampfmassen ist die Feststellung von Bedeutung, daß die Mehrzahl der Eruptionen (7 von 8)

beider Vulkane in der Regenzeit stattfindet, in der bei der großen Niederschlagshöhe bedeutende Mengen von atmosphärischen Wässern in die oberflächlichen Erdschichten gelangen.

Auch auf Island finden sich Schildvulkane von Hawaii'schem Typus, die aber erloschen sind.

Eine gänzlich verschiedene Form vulkanischer Tätigkeit zeigen die Flächen- oder Deckenergüsse von Lava, die durch ein großes Areal mit gleichsinniger Gefällsrichtung und völlig ebene Oberfläche gekennzeichnet sind. Sie besitzen kein Eruptionszentrum, etwa einen Vulkanberg oder einen größeren Krater und sind Ergüsse aus Spalten, die sich in dem oft nicht vulkanischen Untergrunde gebildet haben. Durch die Aufeinanderlagerung von zahlreichen vulkanischen Decken sind Plateaulandschaften, die sogenannten Trappgebirge, entstanden. Man kennt sie fast nur fossil, wenige stammen aus historischer Zeit. Zu den größten gehört das Gebiet des Dekkantrapp in Vorderindien, wo sich die Lavadecken über 300.000 km^2 ausdehnen und mit klastischen und lakustren Zwischenlagen wechselnd im Maximum 2000 m und im Durchschnitte 600 m stark werden und die 400.000 km^2 umfassende vulkanische Tafel, die große Teile von Washington State, Idaho, Oregon und des nördlichen Kalifornien bedeckt und mit tertiären Zwischenlagen 1600 m Mächtigkeit erreicht. Eine gewaltige Decke hat einst einen großen Teil des nördlichen Atlantischen Ozeans eingenommen und man erkennt ihre Reste in den Far Öer, Island und Grönland (Fig. 109). Jüngere Flächenergüsse finden sich in Mexiko, Island und Nordsyrien.

In Island hat sich im Jahre 1783 die 24 km lange Lakispalte unter heftigen Erdbeben geöffnet, auf der 34 große und 60 kleinere Kegel saßen, deren größter 150 m hoch war. Aus ihr ergossen sich zwei Lavaströme von 90 und 40 km Länge mit 15 km Geschwindigkeit im Tage und bedeckten 900 km^2 Landes. Ihr Volumen wird auf 27 km^3 geschätzt (Fig. 110). Daneben wurden 2–3 km^3 Asche und Schlacken gefördert. Ein anderer Erguß erreichte 150 km Länge. Infolge Hungersnot und Seuchen starben im folgenden Jahre 9000 Menschen, etwa ein Fünftel der gesamten Bevölkerung der Insel. Die Spalten verlaufen oft ganz geradlinig über Berg und Tal und vereinigen sich zu parallelen Systemen, an denen das Land grabenförmig abgesunken ist. Die sich aus Spalten als Decken ergießenden Laven sind durchwegs basisch und überaus dünnflüssig. Saure, dickflüssige Massenergüsse aus Spalten häufen sich wie Quellkuppen zu Bergzügen an, wie z. B. am Innenrande der Karpaten (Vihorlat-Gutingebirge).



Fig. 110 Lakispalte mit aufgesetzten Vulkankegeln (nach A. Helland)

Einteilung der Vulkane

In früherer Zeit hat man die Vulkane in Kumulo- (Aufschüttungs-) und Strato- (Schicht-)vulkane unterscheiden wollen. Als Stratovulkane bezeichnete man solche, die aus abwechselnden Lagen von Lava, Asche und Schlacken aufgebaut sind und die man auch gemischte Vulkane nannte. Kumulovulkane (homogene Vulkane) sollten durch eine gleichmäßige Anhäufung von Lava als Quellkuppe oder aus Lavadecken (Schildvulkane) gebildet sein. Als solche könnten der Dom des Mont Pelée oder die Vulkane Hawaiis gelten, während der Typus der Stratovulkane unverhältnismäßig häufiger auftritt. Heute ist diese Einteilung nicht mehr üblich.

Man teilt Vulkane auch in monogene, wie aus einem Gusse rasch aufgebaute (Monte Nuovo, manche Quellkuppen) und in polygene, durch länger andauernde intermittierende Tätigkeit entstandene, von mannigfachem Baue ein. Zu diesen gehört der Vesuv, der Ätna und weitaus die Mehrzahl aller Vulkane. Einen anderen Gesichtspunkt verfolgt die Einteilung in einfache Vulkane, mit einem einheitlichen Kegel (Vulkane der Eifel, Monte Nuovo, Ätna u. a.) und zusammengesetzte, die aus einem zentralen Kegel und einem Ringwalle bestehen (Vesuv, Pic von Teneriffa).

Am zweckmäßigsten ist es, eine Einteilung der Vulkane nach dem geförderten Materiale so zu treffen, daß man klastische Kegel, wie den Monte Nuovo und reine Lavaberge, wie die Quellkuppen, unterscheidet und dazwischen die aus Aschen und Lavadecken aufgebauten gemischten Vulkane einschaltet.

Eine neuere Einteilung der vulkanischen Ausbruchsherde beruht auf genetischer und morphologischer Grundlage und berücksichtigt die durch die geförderten Massen geschaffene Oberflächenform. Man unterscheidet darnach mit Schneider: I. Rheumatitische Vulkane (durch Ausfließen des Magmas gebildet). a) Pedionite (Flächenergüsse), b) Aspite: schildförmige Formen, Schildvulkane, in Island und Hawaii, mit großer Grundfläche, sehr geringer, 5–10° betragender Böschung und einer weiten, flachen Einsenkung auf dem Gipfel. Submarin betrachtet, gehören viele Vulkaninseln hierher. c) Tholoide: Aspite mit steilen Flanken (Kuppeln, Quellkuppen wie Puy de Sarcouï, Puy de Dôme im französischen Zentralplateau, Chimborazo, Pico de Teyde). d) Belonite: Tholoide mit fast senkrechten Wänden, Turm der Montagne Pelée, Puy de Chopine in der Auvergne mit mehr als 70° Böschung.

II. Klastische Vulkane (aus Auswürflingen aufgebaut).
 a) Konide mit konkavem Profile, Böschungswinkel abhängig vom inneren Reibungskoeffizienten des Materials (bis zirka 35°), Vesuv. b) Homate: großer, weiter Krater mit niederem Walle (Wallberge), Pipernovulkan, Astroni in den Phlegräischen Feldern, Askja (Island), Santorin, Eifelvulkane. c) Maare: Explosionstrichter.

Homogene, durch gleichartige Förderung entstandene Vulkanberge, sind sehr selten und finden sich meist nur unter der ersten Gruppe. Durch Kombination der Vorgänge entstehen Zwischenformen. Viele tätige Vulkane

sind aus rheumatitischen und klasmatischen Materialien aufgebaut, das nicht nur im Laufe der Geschichte eines Vulkans, sondern oft während einer Eruption wechselt (Rheuklasmatische Bildungen, Vesuv, Ätna). Diese beiden haben eine Grundlage aus Ergüssen, auf der sich der Kegel aufbaut (Aspikonde). Ähnlich entstehen Aspikomate. Die domförmige Kuppe des Mont Pelée mit dem Turme wird als Tholobelonit bezeichnet. Kleine Kegel in dem weiten Krater eines Homatentypus bilden die Homakonde. Es ist begreiflich, daß diese weitgehende Nomenklatur nicht allenthalben Anklang findet, da die Natur zu viele Übergänge bietet, die die Unterscheidung erschweren.

Submarine Ausbrüche

Submarine Ausbrüche werden begreiflicherweise selten beobachtet, obgleich sie gewiß häufig auftreten, wie schon die Einschaltung ihrer Produkte in marine Ablagerungen der Vorzeit zeigt. Vielleicht ist ein großer Teil der Seebeben auf sie zurückzuführen. Zahlreiche ozeanische Inseln sind vulkanischen Ursprungs und müssen auf diese Weise entstanden sein. Manche von ihnen hat sich vor unseren Augen gebildet und ist in kurzer Zeit wieder der Zerstörung durch die Wogen anheimgefallen. Eines der bekanntesten Beispiele ist zwischen Pantellaria und Sizilien beobachtet worden, wo vor 1831 bei 100 Faden kein Grund erreicht worden ist. In diesem Jahre erfolgte hier eine Eruption, es stiegen Wassersäulen auf, Rauchwolken erhoben sich und aus dem heftig bewegten, von Bimssteinen und Asche bedeckten Meere tauchte eine aus Aschen gebildete Insel mit einem Krater auf, die 2000 Fuß Umfang und 200 Fuß Höhe erreichte. Sie wurde als Julia, Ferdinandea und noch mit anderen Namen bezeichnet. Ende des Jahres war sie verschwunden und an ihrer Stelle schon 24 Fuß Wassertiefe.

Im Süden von Sizilien sind solche submarine Ausbrüche häufig. 1890 wurde eine 10 km lange Küstenlinie auf Pantellaria um 0.8 m gehoben und im folgenden Jahre fand ein Ausbruch statt. Es scheint also die Spannung der Dämpfe und des Magmas eine Aufpressung verursacht zu haben.



Fig. 111 Insel Santorin (nach v. Seebach)

Die Vulkaninsel Santorin im Ägäischen Meere (Fig. 111) besteht aus einem an eine Somma erinnernden Ringe, der aus zwei großen und mehreren kleinen Inseln gebildet wird, in dessen Mitte andere kleine liegen. Ursprünglich war hier ein großer Vulkan, der in prähistorischer Zeit durch einen Ausbruch in die Luft geblasen worden ist. 198 v. Chr. wurden im Kraterringe mehrere Inselvulkane aufgeschüttet, die in ihrer Zahl und Gestalt sehr wechseln. Im Jahre 1866 fand ein starker Ausbruch statt, bei dem durch untermeerische Lavaergüsse neue Inseln entstanden.

Einer der bedeutendsten submarinen Ausbrüche schuf 1796 die Insel Bogosloffska im Aleutenbogen, die 4 geogr. Meilen Umfang und eine Höhe von 2000 Fuß besitzt und in deren Nähe bis in die jüngste Zeit weitere Inseln gebildet und zum Teil wieder zerstört worden sind. Sie werden als Staukuppen gedeutet. Man hat auch dort eine Hebung aller Inseln um 76 m in 8 Monaten beobachtet.

* * *

Aus der Betrachtung der verschiedenen Eruptionstypen ergeben sich einige allgemeine Schlüsse. Die basischen Magmen besitzen einen niederen Schmelzpunkt, sind dünnflüssig, schwerer, erstarren langsamer und die Abgabe des geringeren Gasgehaltes geht ruhig vor sich. Saure Laven haben einen hohen Schmelzpunkt, sind zähflüssig, leichter, erstarren rasch und die stärkere Entgasung führt zu lebhaften Explosionen. Dies bedingt auch das ganze übrige Verhalten der Laven, die, je nachdem sie basaltisch oder trachytisch sind, verschiedenes Aussehen der Oberfläche besitzen und eine verschiedene Rolle in der Veränderung des Reliefs der Erde spielen. Wir haben die geringen Gasmengen bei Spaltenergüsse und beim Hawaiiypus kennen gelernt, die meist ohne Paroxysmus große Mengen dünnflüssiger Lava fördern, die flachschildförmige oder tafelförmige Ergußformen bewirken. Anderseits kann man die Zunahme der Gasmengen bei den sauren Laven erkennen, die zähflüssig, intermittierend, meist mit Explosionen verbunden zu Tage treten, wobei im gleichen Maße wie die rheumatitischen Produkte der Esse abnehmen, die klastischen überhandnehmen und schließlich nur mehr allein auftreten. Weiters zeigt sich, daß, je größer die Ruhepause zwischen zwei Eruptionen ist, deren Heftigkeit steigt.

Abtragung der Vulkanberge

Es ist begreiflich, daß aus so lockeren Massen aufgebaute Reliefformen, wie die Aschenkegel der Vulkane, stark den Angriffen der Abtragung unterworfen sind. Schon beim Ausbrüche werden durch die heftigen Regengüsse die Flanken des Berges mit radialen Rillen bedeckt, die sich später immer mehr vertiefen (Fig. 87, 91, 112). Vielfach fließen ganze Schlammströme ab. Bei großer Trockenheit gleiten die oft unter dem Maximum des Böschungswinkels aufgeschütteten Aschen und Lapilli lawinenartig zur Tiefe und die heftigeren Winde tragen auch das feine Material fort und bringen dadurch größere Partien zum Nachbruche. Durch solche Radialtäler wird der Mantel des Kraters bisweilen ganz durchschnitten (Barranco) und der Krater

(Caldera) geöffnet. Durch seitliche Ausbrüche (Flankeneruptionen) oder Verlegung des Eruptionszentrums kann ein Teil des Berges zerstört und die Anlage einer hufeisenförmigen Gestalt vorbereitet werden, wie dies bei der Somma des Vesuv der Fall gewesen ist. Entsteht die Öffnung des Ringwalles bei einem Inselvulkane, kann das Meer eindringen, wofür der Krakatau, die Insel St. Paul im Indischen Ozeane, Santorin und die Insel Nisida bei Neapel Beispiele geben. Kleinere Aschenkegel verschwinden in kurzer Zeit vollständig, besonders die durch submarine Ascheneruptionen entstandenen vulkanischen Inseln.



Fig. 112 Erdschias-Dagh, von Süden gesehen.
Beginnende Abtragung durch tiefeingerissene Radialtäler (phot. E. Zederbauer)

Sobald alles lose Material weggeführt ist, bleiben nur mehr die Lavadecken, die oft die Basis des Vulkans aufbauen und die Lavagänge übrig, die den Kegel radial durchsetzen und eine größere Widerstandsfähigkeit besitzen. Von den Lavaströmen, die sich über die Flanken ergossen haben, verschwinden die höheren, weniger mächtigen Partien und nur die Stromenden von einiger Dicke bleiben erhalten. Schöne Beispiele für diesen Grad der Abtragung eines Vulkans bietet der Vulkan Venda in den Euganeen, der im jüngeren Tertiär tätig war, etwa die Größe des Ätna erreicht haben mußte und dessen gewaltige radiale Gänge als Felsmauern erhalten sind, um die herum sich die Reste der Stromenden in den Hügeln der Umgebung verfolgen lassen (Fig. 113). Der letzte Rest eines abgetragenen Vulkans, die vulkanische Narbe, ist ein Querschnitt des Schlotstockes und vielleicht einiger radialer Gänge.

Durch mächtige Aschenregen können Erhebungen aufgeschüttet werden, die durch Lavaergüsse verfestigt werden können. Durch Erosion entstehen aus den Deckenergüssten gegliederte Gebirge (T r a p p e g e b i r g e). Zähflüssige Laven bilden Kuppengebirge, die oft hoch über die Ausbruchsoffnung aufragen und der Abtragung größeren Widerstand entgegensetzen.

Sie alle werden als **vulkanische** oder **Aufschüttungsgebirge** bezeichnet.

Schließlich verschwinden auch diese dem Grundgebirge aufsitzenden Ergußmassen und es wird der Schlot bloßgelegt, der entweder mit Lava erfüllt ist (**Lavastiel**) oder in dem die zurückgefallenen Klastika zu

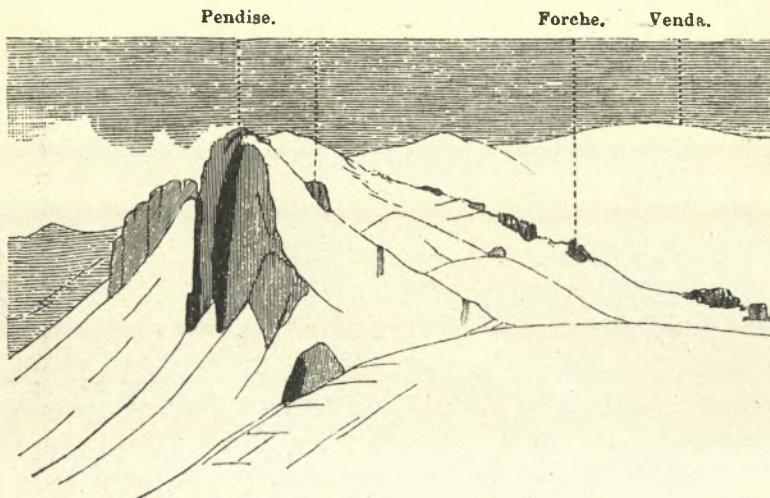


Fig. 113 Erodierte Radialgänge des Vulkans Venda in den Euganeen (nach E. Reyer)

einem **Brockentuffe** verbacken sind. Dies ist ein Stadium, in dem sich diese Abtragungsreste oft schwer von den sehr ähnlichen Maaren trennen lassen. Um Urach in der Rauen Alb liegt eine ganze Schar halbzugeschütterter kreisrunder oder ovaler Explosionskessel, die 20—30 m Tiefe und einen Durchmesser von 250 bis 1000 m besitzen. Einige Stiele sind bis 900 m

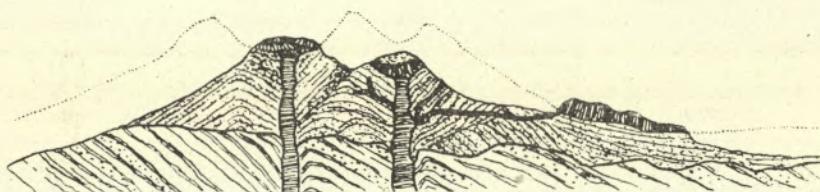


Fig. 114 Profil durch die vulkanischen Necks des Largo Law, Fife (nach A. Geikie)

tief bloßgelegt, so daß man erkennen kann, wie der obere Teil des Kanals mit Tuff ausgefüllt ist, während der Basalt meist erst in einiger Tiefe getroffen wird (Fig. 71). Die von vulkanischem Tuff, Bomben und Trümmern des Nebengesteins ausgefüllten Schloten werden mit einem aus England stammenden Ausdrucke als **Necks** bezeichnet (Fig. 114). In diesem Zuge befinden sich die früher erwähnten **Kimberlitschloten** — **Pipes** — Südafrikas.

Die tiefabgetragenen Vulkane haben uns einen Einblick in den Mechanismus der Ausbrüche gestattet, der uns sonst verschlossen geblieben wäre. Man kennt jetzt zahlreiche solche Stiele, die einen Durchmesser von

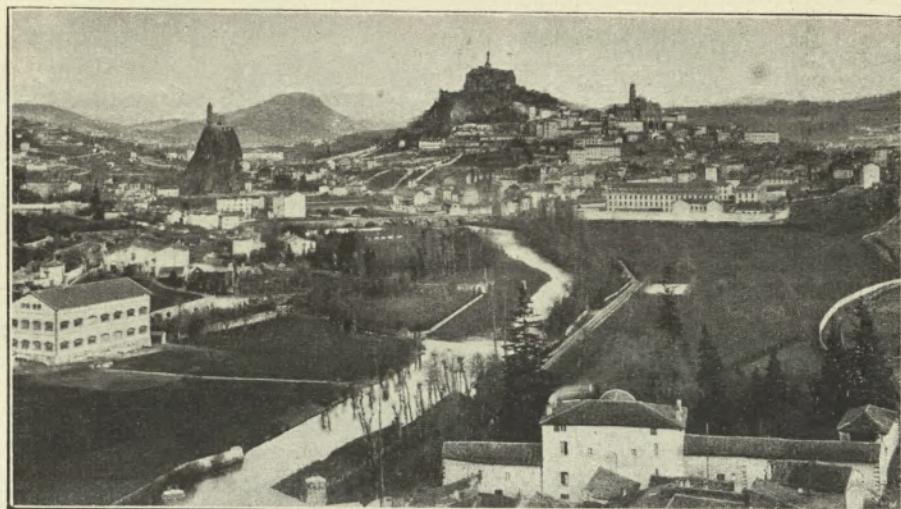


Fig. 115 Mt. St. Michel in Le Puy, Auvergne (links im Bilde), ausgefüllter Schlot, durch Erosion bloßgelegt (nach einer käuflichen Photographie).

ein paar Metern, aber auch von 1 km besitzen können. Sie treten infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit als schroffe Terrainformen hervor, sind auffällige Kuppen oder Klippen, wie der Borschen bei Bilin, der Milleschauer,

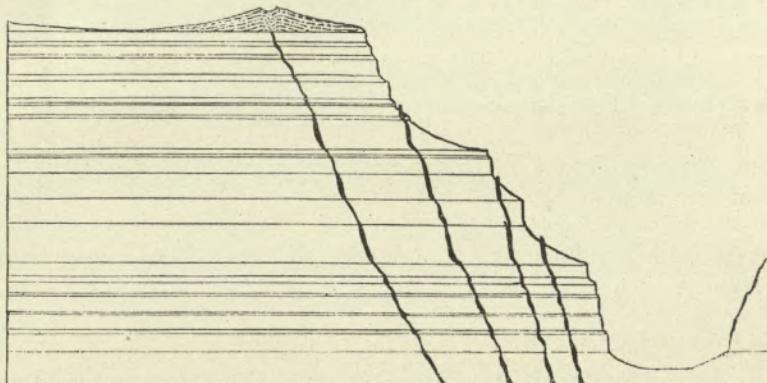


Fig. 116 Vulkanische Stiele am Grand Canyon des Colorado, N.-A. (nach C. E. Dutton)

der Schreckenstein im Böhmischem Mittelgebirge, die von malerischen Burgen gekrönten Berge des Hegau, wie der Hohentwiel, der Stoffeln, Hohenhöwen u. a., der Mont St. Michel in Le Puy (Auvergne) (Fig. 115) u. a.

Besonders in der ungestörten, tief aufgeschlossenen Schichtfolge des Grand Canyon des Colorado River hat man beobachtet, daß überaus dünne Stiele

Tausende von Fuß messende Gesteinslagen durchsetzen, ohne daß man irgend welche Spalten erkennen könnte, auf denen das Magma emporgedrungen wäre (Fig. 116).

In den Spalten des Grundgebirges bildet das eingedrungene Magma Gesteinstafeln, die herauswitternd mauerngleich emporragen, wie die nur 2 m dicke Teufelsmauer im südöstlichen Teile des Leitmeritzer Mittelgebirges, die einen in horizontal liegende Säulen gegliederten Basaltgang im Kreidesandsteine darstellt, der sich bis 10 m hoch auf 25 km verfolgen läßt (Fig. 117).



Fig. 117 Die Teufelsmauer in Nordböhmen (nach Wurm aus F. Löwl)

Der Vulkanismus im Haushalte der Erde

Die vulkanischen Erscheinungen sind von großer Bedeutung für den Aufbau der Erdoberfläche. In ihrer ursprünglichen, über jedes Vorstellungsvermögen hinausgehenden Form der Arealeruptionen haben sie einen großen Anteil an der Bildung der festen Erdkruste, der Panzerdecke, genommen. Riesige Batholithen und Lakkolithen, die die Schichtgesteine emporwölben und durchbrechen, bilden ganze Gebirge und die Deckenergüsse früherer geologischer Zeiten haben ausgedehnte Hochländer aufgebaut. Ältere Gesteine, die mit diesen Ausbruchsmassen in Berührung gekommen sind, wurden im Kontakt verändert. Heute sind die vulkanischen Vorgänge nur mehr Schatten ihrer einstigen Größe. Auf 1,500.000 km² der Erdoberfläche kommt erst ein tätiger Vulkan. Die Lavaströme, die einst mit ungeheuren Ergüssen das Relief der Erde verändert haben, treten jetzt gegenüber den klastischen Produkten stark zurück und auch diese erreichen in den seltensten Fällen einen solchen Rauminhalt, daß man von nennenswerter Oberflächenveränderung sprechen kann. Nirgends ist vielleicht das Altern der Erde deutlicher zu erkennen als in dem Ersterben der vulkanischen Erscheinungen. In der Erdgeschichte haben wohl Zeiten stärkerer Tätigkeit mit Perioden der Ruhe

gewechselt, aber es sprechen verschiedene Anzeichen dafür, daß nach der gangbaren Theorie mit der fortschreitenden Temperaturabnahme des Erdinnern und der zunehmenden Dicke der Erdkruste die Äußerungen der Pyrosphäre gegen die Oberfläche erlöschen.

Durch die vulkanischen Vorgänge werden große Mengen von juvenilen (d. i. zum erstenmal an die Oberfläche gelangenden) Gesteinsmassen auf der Oberfläche abgelagert. Die Lithosphäre wird dadurch verstärkt. In vielen Formationen sind oft mächtige Schichtglieder daraus gebildet und sie liefern anderseits durch ihre Verwitterung das Rohmaterial für Sedimente. Durch diese neu geförderten Massen wird das Relief der Erde verändert. Es entstehen mächtige Berge, die infolge des meist leichter zerstörbaren Materials oft rascher der Abtragung zum Opfer fallen und durch spätere Eruptionen wieder verändert werden. Die Verteilung von Festland und Meer ändert sich in vulkanischen Gebieten in kurzer Zeit. Meeresteile werden ausgefüllt, an anderen Punkten bricht die See in neu geschaffene Tiefen ein, Seen entstehen durch Aufstauung oder verschwinden, unter einer Masse von Auswurfsmaterial begraben, Flüsse erhalten eine neue Richtung. Viele Inseln verdanken ihre Entstehung der vulkanischen Tätigkeit und wir können beobachten, wie sie vor unseren Augen aus den Fluten auftauchen und von ihnen wieder verschlungen werden. Die Massen, die bei diesen Vorgängen in Bewegung gebracht werden, sind sehr beträchtlich. Die Insel Hawaii besitzt, bei 17.000 km^2 Flächeninhalt, ein Volumen von 11.000 km^3 über dem Meeresspiegel und wenn man bedenkt, daß der ganze Archipel aus einem 5000 m tiefen Meere aufragt, so muß sein vielleicht ganz von Lavaergüssen eingenommener Rauminhalt auf $400\,000 \text{ km}^3$ geschätzt werden. Allerdings wird gegenwärtig aus Gründen der Isostasie die Ansicht vertreten, daß die Hauptmasse der Erhebung von einem aus salischen Gesteinen bestehenden Kerne gebildet wird.

Die losen Auswürflinge werden von Wind und Wasser weiter verfrachtet und auf dem Festlande oder im Wasser als Tuffe abgelagert und haben noch mehr als die Laven das Bestreben, vorhandene Tiefenformen des Reliefs auszufüllen. Über die ganze Erde werden große Mengen klastischer Produkte von ziemlich gleichmäßiger Beschaffenheit den Ablagerungen beigemengt oder bauen selbst ganze Schichtglieder auf. Seit dem Tertiär sind etwa 3% der Festlandsoberfläche von Eruptivmassen bedeckt worden, ohne daß man dabei die unbekannten submarinen Ausbrüche berücksichtigen konnte. Man hat berechnet, daß diese Massen etwa $8,000.000 \text{ km}^3$ betragen, mit denen man Europa 800 m , die ganze Erdoberfläche 15.5 m hoch bedecken könnte. Wie wir sehen werden, sind diese Werte z. B. im Vergleiche mit denen mariner Ablagerungen gering.

Dadurch, daß die Vulkane oft auf einem Sockel des Grundgebirges aufsitzen und infolge ihrer sanft geneigten Böschungen besitzen sie meist keine so imponierende Gestalt im landschaftlichen Bilde. Ausgenommen sind wenige, die vom Meeresspiegel aus unmittelbar aufragen, wie der Fuji Jama, der Ätna oder der Mount Rainier (M. Tahoma) in Washington State.

Mit den festen Eruptionsprodukten gelangen große Massen von juvenilen Gasen und Dämpfen an die Oberfläche. Abgesehen von den Wasserdämpfen,

die bei der Entgasung des Magmas frei werden, bildet sich Wasser bei der Verbrennung des freien Wasserstoffes an der Luft, wodurch die Regentisse erklärt werden, die im Gefolge von Eruptionen auftreten. Durch diese Vorgänge wird die Wassermenge der Erdoberfläche, die durch Bindung des Wassers bei der Umwandlung der Minerale und andere Vorgänge verringert wird, ergänzt oder vielleicht vermehrt. Als Folgeerscheinung vulkanischer Entgasung werden auch die *juvenilen Quellen* betrachtet, die in einem späteren Abschnitte behandelt werden sollen.

Die vulkanischen Gase sind teilweise für die Organismenwelt schädlich (Chlor, schwefelige Säure u. a.), zum Teil nützlich, wie der Ammoniumgehalt der Vesuvausbrüche, dem die Campagna Felice von Neapel ihre Fruchtbarkeit und ihren Namen verdanken soll. In Mittelamerika wird ebenfalls die feine vulkanische Asche als Düngemittel geschätzt. Manche Salzlager sollen vulkanischer Herkunft sein. Chlorammonium und Borsäure werden aus Fumarolen gewonnen und der Salzgehalt des Weltmeeres wird von manchen Forschern ebenfalls der Entgasung des Erdinnern zugeschrieben.

In den Sublimationsprodukten vulkanischer Exhalationen sind vielfach Metalle nachgewiesen worden, die auch in vulkanischen Gesteinen auftreten. Man nimmt nun an, daß Erzvorkommen mit dem Vulkanismus in engstem Zusammenhange stehen, was für Gold, Silber, Kupfer, Blei, Eisen, Kobalt u. a. nachgewiesen worden ist. Diese primären Vorkommen sind freilich oft nur von wissenschaftlichem Interesse, aber sie zeigen doch den Ursprung der reichen Erzgänge an, die auf thermalem oder pneumatolytischem Wege — Absatz durch heiße Wässer oder Gase — entstanden sind. Die ungeheuren Magneteisenmassen Schwedens werden als direkte Ausscheidungen des Magmas (magmatische Bildungen) gedeutet. Daß die Diamanten an vulkanische Vorkommen gebunden sind, ist erwähnt worden und viele andere Minerale, wie gediegen Schwefel, sind zum Teil auf gleichen Ursprung zurückzuführen.

B. Die Störungen der Erdrinde

Die Grundlagen der Tektonik

Da Massengesteine keinerlei Regelmäßigkeit in ihrer Lagerung oder in einer Reihenfolge übereinander aufweisen, wäre aus ihnen eine Störung der Erdkruste nicht zu entnehmen. Nur die *Schichtgesteine*, deren einstige horizontale Lagerung mit geringen Ausnahmen sicher ist, haben gezeigt, daß es wohl kein Stück der Erdkruste gibt, das nicht in der Vorzeit eine Veränderung seiner ursprünglichen Lage zum Erdmittelpunkte erfahren hat, gestört (disloziert) ist. An den einst horizontalen und nun mehr minder schräg oder steil gestellten Schichtflächen kann man also Störungen (Dislokationen) erkennen, die Schichtgesteine im Laufe der Erdgeschichte mitgemacht haben und sie geben uns daher den Ariadnesfaden, der zum Verständnis des Aufbaues der Erdrinde, der *Tektonik*, führt. Die Neigung einer Schichtfläche wird als ihr *Fallen* (Verflächen) be-

zeichnet. Dieses wird durch den größten Winkel gemessen, den sie mit der wagrechten Ebene einschließt. Seine Richtung bestimmt man nach der Himmelsrichtung durch den Verlauf der senkrechten Ebene, die jenen größten Winkel bildet. Zu diesem Zwecke bedient man sich des Bergkompasses, d. i. eines gewöhnlichen Kompasses, der auf einem quadratischen Brettchen befestigt ist, dessen Seiten der Nord-Südlinie parallel sind. Der Ost- und

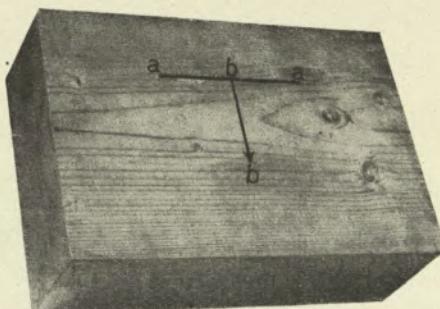


Fig. 118 Streichen ($a-a$) und Fallen ($b-b$) einer Schichtfläche

Westpunkt sind vertauscht und es ist eine weitere Teilung in 24 Stunden ($h = \text{hora}^1$) und 360° von Nord ausgehend in dem Gange des Uhrzeigers entgegengesetzter Richtung angebracht. Mit diesem Instrumente mißt man zuerst das Streichen der Schicht, d. i. die Richtung der in die Schichtfläche gelegten horizontalen Linie (Fig. 118). Man legt das Brettchen horizontal an die Schichtfläche an und sieht nach, wie weit der Nordpol der



Fig. 119 Die Fallzeichen: 1. schwiebende, horizontale oder söhlige Lagerung, 2. Ost-West-streichend, flach nach Norden fallend, 3. Nordwest-Südost streichend, steil nach Nordost fallend, 4. seiger stehend, Nord-Süd streichend

Nadel von der Nord-Südlinie der Teilung abweicht. Um dies direkt ablesen zu können, ist Ost und West vertauscht. Man liest also z. B. ab: N 30° O oder 2 h (hora 2), wenn der Nordpol 30° von N gegen O abweicht und auf h 2 weist, N 45° W oder hora 21. Damit ist das Streichen der Schicht eindeutig bestimmt. Nun erübriggt noch den Fallwinkel anzugeben, der senkrecht zum Streichen liegt. Um ihn zu messen, wird die Nadel des Kompasses festgeschraubt (arretiert) und dieser mit einer Seite senkrecht auf die Schichtfläche in der Fallrichtung — also senkrecht zum Streichen — aufgestellt, so daß ein kleiner Senkel, der im Innern auf einer Gradeinteilung spielt, sich einstellen kann. Diese Einteilung gleicht einem sogenannten Transporteur, doch liegt der Nullpunkt in der Mitte des Halbkreises, also in der zum Rande des Brettchens und zur Schichtfläche senkrechten Linie.

¹⁾ Diese meist nur mehr in der montanistischen Praxis übliche Bezeichnungsweise entstammt altem Bergmannsbrauche.

Von ihm aus geht die Teilung jederseits bis 90° . Nach einem Satze der Winkelgleichheit kann man den Fallwinkel direkt ablesen. Horizontale Lagerung heißt schwabend oder söhlig. Das Streichen einer Schicht wird auf der Karte durch einen in seiner Richtung liegenden Strich, das Fallen durch einen senkrecht dazu stehenden Pfeil bezeichnet, dessen Länge mit wachsendem Fallwinkel abnimmt. Durch eine dazugesetzte Zahl wird bisweilen der Winkel in Graden angegeben. Schwebende Lagerung wird durch ein Kreuz, vertikale (seigere) Schichtstellung durch den beiderseits in einen Pfeil endigenden Streichungsstrich bezeichnet (Fig. 119).

Bewegungen der Strandlinie

Wenn wir in einer Meereshöhe von Tausenden von Metern marine Versteinerungen treffen, müssen wir große Veränderungen in der Lage dieses Teiles der Erdkruste gegenüber dem Meeresspiegel und naturgemäß gegenüber dem Erdmittelpunkte annehmen. Ob Hebung eines Stückes der Lithosphäre oder Sinken des Meeresspiegels die Ursache ist, läßt sich von vornherein nicht entscheiden, da wir die Messungen stets auf den Meeresspiegel als Nullpunkt — bei wissenschaftlichen Messungen auf Normalnull (NN) — beziehen. Dieser nimmt im großen ganzen stets die Gestalt des Geoids an und läßt Änderungen der Lage von Festlandsmassen gegenüber dem Erdmittelpunkte als Verschiebungen der Strandlinie erkennen. Hebung des Landes drückt sich als Sinken der Strandlinie (negative Verschiebung), Senkung des Landes als Hebung der Strandlinie (positive Verschiebung) aus, wobei diese Veränderungen auch durch die entgegengesetzte Bewegung des Meeresspiegels bewirkt werden können. Wenn das Meer über ein Festland übergreift (transgrediert), heißen wir dies Transgression und das Zurückweichen des Meeres, also Auftauchen des Landes, Regression. In der Erdgeschichte können wir beide Vorgänge wiederholt beobachten, aber die Meinungen sind darüber oft geteilt, ob wir dabei mit Schwankungen des Festlandes oder der Wassermasse rechnen müssen, da sicher beide Bewegungen stattfinden. Negative Bewegung der Strandlinie gibt sich in hochliegenden Strandterrassen, Muschelbänken, Kalkriffen, Deltas und Bauten zu erkennen, die einst im Meeresniveau gelegen waren (Hafenanlagen), positive ist aus Festlandsbildungen, die unter das Meeresniveau reichen, ertrunkenen Tälern, überschwemmten Festlandsböden mit Wäldern, Torfmooren und Bauwerken zu entnehmen.

Durch die Anziehung von Mond und Sonne und die Rotation entstehen vorübergehende minimale Verbiegungen der Erdrinde, die Erdgezeiten, ähnlich den Gezeiten des Meeres. Es hat den Anschein, daß solche weit stärkere und lang andauernde Deformationen, Aus- und Einbeulungen, sich in der Vorzeit der Erde an vielen Stellen wiederholt haben. Man hat versucht, sie aus Änderungen der Lage der Erdachse im Erdkörper und daher der Rotationsgestalt zu erklären, aber neuestens werden Verschiebungen der Erdachse geleugnet. Auf eine Bewegung der Erdfeste wird schon lang die vorübergehende Senkung Skandinaviens und des nordöstlichen Nordamerika zur Eiszeit zurückgeführt und durch den Druck der diluvialen Inland-

eismasse und ihre nachträgliche Hebung durch Entlastung beim Abschmelzen des Eises erklärt. Und zwar zeigt sich, daß die nachträgliche Hebung gegen das Innere des Landes in Skandinavien bis 300 m, in Nordamerika bis über 200 m zunimmt, so daß hier wie dort eine Niederpressung und spätere Aufwölbung eines Rindenstückes stattgefunden haben soll (Fig. 120). Diese Belastung hat aber wohl kaum ausgereicht, so bedeutende Verbiegungen herbeizuführen, die übrigens jetzt noch im Fortgange sind. Bei Stockholm hat man in 50 Jahren eine Hebung um 19 cm, bei Lökö in Finnland in

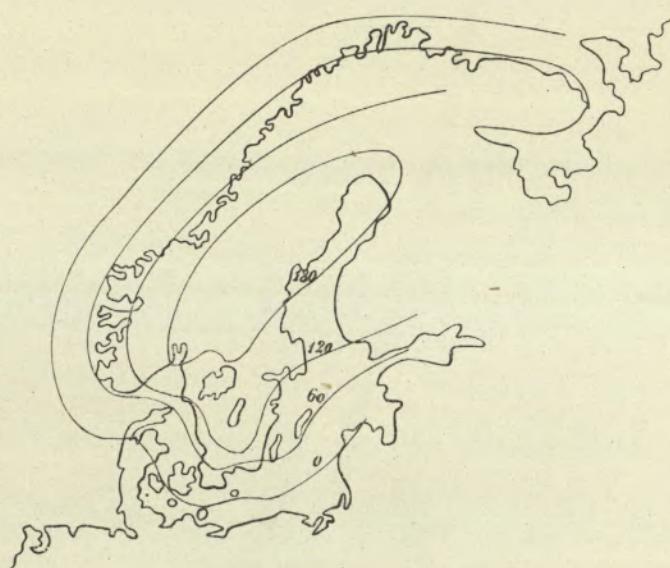


Fig. 120 Die nacheiszeitlichen Hebungen in Skandinavien. Die Kurven verbinden die um den gleichen Betrag (in Metern ausgedrückt) gehobenen Punkte (Isoanabasen) (nach G. de Geer).

34 Jahren um 27 cm beobachtet. Bei diesen Messungen ist aber große Vorsicht nötig, da der Stand des Meeresspiegels durch viele zufällige Einflüsse verändert wird. Die Insel Capri hat sich, wie man an alten Strandlinien sieht, in historischer Zeit im Westen nur um 3·7 m, im Osten um 7 m aus dem Meere gehoben. Bei solcher ungleichmäßiger Lage der Strandlinie ist die positive Bewegung des Landes außer Zweifel. Außerdem kennt man dort eine alte Strandlinie in etwa 200 m über dem Meere. Manche Korallenriffe haben uns gelehrt, daß wir mit beträchtlichen jungen Senkungen des Meeresbodens zu tun haben, während benachbarte Riffe ein paar hundert Meter hoch über den Meeresspiegel gehoben sind. Diese entgegengesetzte Bewegung läßt sich nur durch Bewegung der Lithosphäre erklären. Fluß- und Landbildungen, die unter den Meeresspiegel hinabreichen, zeigen in der Poebene Senkungen des Landes um ein paar hundert Meter an, wie es auch in Dalmatien der Fall sein muß, wo das Meer das festländische Relief überflutet (Ingressionsküste) (Fig. 121), wobei die

benachbarten Mittelmeerküsten kein Ansteigen des Meeresspiegels verraten. Strandterrassen mit jungen Muschelbänken sind in Peru und Chile bis 500 m, in Südkalifornien und auf der kalifornischen Halbinsel bis 1052 m hoch gehoben und am S. Eliasberge in Alaska liegen rezente Konchylien 5000 Fuß hoch. An vielen Punkten der pazifischen Küste Amerikas zeigt sich die junge Hebung, aber sie könnte nicht durch eine entsprechende Regression erklärt werden, da ihre Beträge überaus verschieden sind und sie sich auch an anderen Küsten bemerkbar machen müßte. Die Insel Chrysis bei

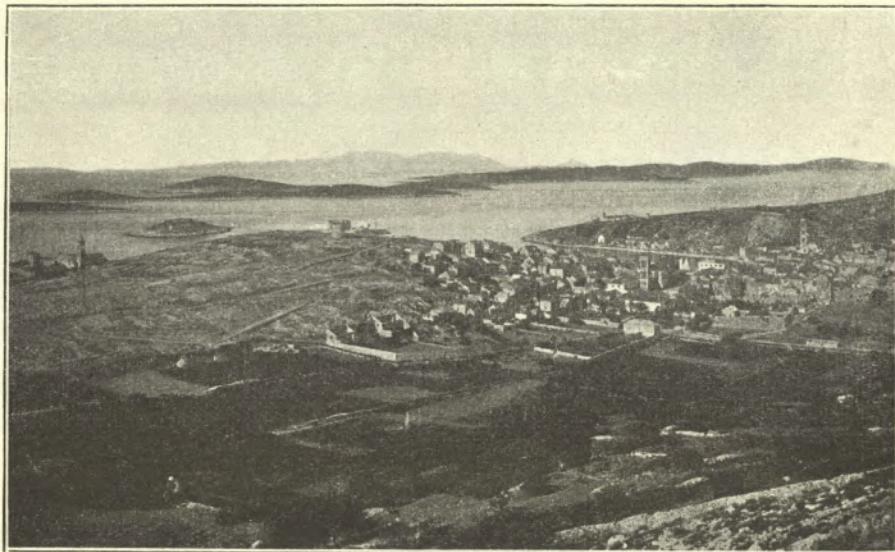


Fig. 121 Ingressionslandschaft bei Lesina, Dalmatien
(nach einer Aufnahme von F. Laforest in Cattaro)

Lemnos ist nach Pausanias im 2. Jahrhunderte v. Chr. versunken und ihre Ruinen sind heute am Meeresboden sichtbar. Bei dem später noch zu erwähnenden Versinken alter Städte, wie Helike im Peloponnes, können Rutschungen loser Massen die Ursache gewesen sein. Aber Holland und Flandern senken sich (dieses um zirka 30 cm in 100 Jahren) und müssen durch Deiche geschützt werden. Die Strandterrassen der großen diluvialen Seen des amerikanischen Westens sind verbogen, gerade so wie die Donauterrassen des Eisernen Tores bei Orsova. Wiederholt haben sich bei der Revision von Präzisionsnivelllements so beträchtliche Unterschiede in der Lage der Fixpunkte ergeben, daß sie nur durch Bewegungen der Erdrinde erklärt werden können. Besonders die Schweiz, Italien und Spanien haben dafür Beispiele geliefert. Vielfach wird von Landbewohnern behauptet, daß Punkte des Geländes, die früher von einem bestimmten Orte nicht sichtbar waren, in Sicht, andere außer Sicht gekommen sind. Wenn auch Irrtümer dabei unterlaufen, ist dies in Gebieten großer Seismizität doch erwiesen und

soll nach Erdbeben auffällig auftreten. Solche langsame vertikale Bewegungen der Erdrinde werden als *säkulare* Bewegungen bezeichnet.

Hebungen und Senkungen des Landes kann man aber bisweilen durch direkte Beobachtung verfolgen, wie die Katastrophenbeben zeigen, bei denen auf lange Strecken Veränderungen der Erdoberfläche hervorgerufen werden, worüber im nächsten Abschnitte Ausführlicheres gebracht werden wird. Ruckweise heben und senken sich Küstenstriche um mehrere Meter. Eines der



Fig. 122 Säulen des Serapistempels in Pozzuoli im Jahre 1836 (nach Ch. Lyell)
Die verwitterte Zone tritt dunkler hervor.

schönsten Beispiele ist der Serapistempel von Pozzuoli bei Neapel, der um 100 v. Chr. erbaut wurde und bis zum XVI. Jahrhundert 6 m unter den Meeresspiegel sank, so daß drei stehengebliebene Säulen, die $2\frac{1}{2}$ m tief in vulkanische Auswürflinge eingebettet waren, ober dieser Marke eine $3\frac{1}{2}$ m breite Zone aufweisen, in der sie von Meerestieren angebohrt worden sind. Mit der Eruptionsperiode des Monte Nuovo begann eine Zeit der Hebung. Besucher der Achtzigerjahre haben die Säulen noch im Wasser stehen gesehen

(Fig. 122). Ende der Neunzigerjahre war der Boden trocken gelegt (Fig. 123). Neuestens ist eine positive Bewegung der Strandlinie zu erkennen, die 2 cm im Jahre beträgt. Hier und in ähnlichen Fällen sind kryptovulkanische Vorgänge die Ursache. Wenn also auch die Eigenbewegung der festen Erdkruste erwiesen ist, sind doch Verschiebungen der Strandlinie bisweilen auf

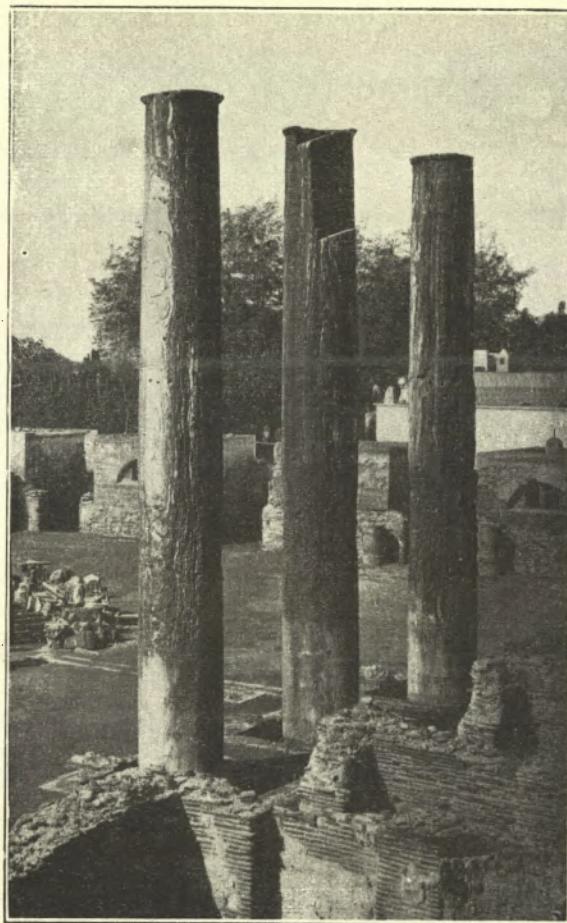


Fig. 123 Säulen des Serapistempels in Pozzuoli im Jahre 1896
(nach einer käuflichen Photographie)

Oszillationen des Meeresspiegels zurückzuführen. Man ist wohl im Rechte gewesen, als man annahm, daß durch Massenanhäufung, z. B. ein Küstengebirge oder die diluviale Eiskalotte, eine örtliche Anziehung der Wassermassen, also ein Ansteigen, bei Massenverlust, z. B. infolge Abtragung, ein Sinken des Meeresspiegels eintrete. Aber diese Beträge sind so unbedeutend, daß sie vernachlässigt werden können. Eustatische Bewegungen der Wasserhülle, die sich über die ganze Erdoberfläche bemerkbar machen,

werden durch die Anhäufung von Sedimenten, durch Einbruch von Festland und die Hebung des Meeresbodens in positivem, durch Nachsinken der Tiefen in negativem Sinne bewirkt. Doch sind auch diese Beträge gering. So würde eine Versenkung aller Festländer ein Ansteigen des Meeresspiegels um nur 150 m bewirken. Auch jede Änderung der Rotation der Erde muß in der Lage des Meeresspiegels zum Ausdrucke kommen. Sie schafft eine Veränderung der Gestalt der Erdfeste und noch viel leichter der Wasserhülle. Beschleunigte Rotation läßt das Wasser dem Äquator zuströmen, verlangsamte nach den Polen abfließen.

Die Annahme solcher Änderungen schien dadurch gestützt zu werden, daß gegen die Pole zu (Skandinavien, Kanada, Alaska, Kalifornien, Chile) negative Verschiebungen der Strandlinie, gegen den Äquator zu positive Bewegung (an den Korallenriffen erkennbar) vorherrschen. Doch darf man dies nicht verallgemeinern, da, wie erwähnt, an anderen Stellen Anzeichen für gerade entgegengesetzte Bewegung vorliegen. Auch muß man im Auge behalten, daß die feste Erdrinde eine Eigenbewegung ausführt, die mit der des Meeresspiegels interferiert. Wir werden zum Schluße des Werkes auf diese Erscheinung in ihrer größten Allgemeinheit zurückkommen. Die hochgelegenen Meeres- und Flüßterrassen der jüngsten geologischen Vorzeit, die sich in gleicher Höhe Tausende von Kilometern weit im Mittelmeere und seinem Zuflßgebiete verfolgen lassen, können nur auf ein Sinken des Meeresspiegels zurückgeführt werden, da so ungeheure Erdschollen kaum gleichmäßig gehoben werden können. So bedeutende negative Schwankungen des Meeresspiegels würden sich wohl durch den Einbruch großer Kontinentmassen zu abyssischen Tiefen erklären lassen, für die aber jeder Beweis mangelt. Die Volumsverringerung der Erde durch Kontraktion muß hingegen Hebung der Strandlinie zur Folge haben. So ergibt sich eine durch diese verschiedenen Faktoren bedingte, zeitlich überaus wechselnde Lage des Meeresspiegels gegenüber dem Festlande, wobei oft unmöglich zu entscheiden ist, wie die tatsächliche Bewegung stattgefunden hat.

Störungen der Erdrinde durch Brüche

Erdbebenkatastrophen der jüngsten Zeit haben gestattet, Störungen der Erdkruste zu beobachten, die vor unseren Augen plötzlich erfolgt sind (instantane Bewegungen) und zwar haben wir gesehen, daß sich meist an Bruchflächen (Kluftflächen), die zum Teil klaffende Spalten bilden, ein Stück der Erdrinde gegenüber dem benachbarten verschoben hat. Es sind dies exokinetische Spalten, an denen Bewegung stattfindet: Paraklrasen. Die Bewegung an einer solchen Bruchlinie und übertragen diese selbst wird als Verwerfung, Bruch (Dislokation im engeren Sinne) bezeichnet, wenn die Bewegung mehr minder in der Höhenrichtung erfolgt. Die Spalten bilden sich infolge von Spannungen, denen das Gestein nicht nachgeben kann, da sie seine Kohäsion bei Druck oder Zerrung übersteigen und eine Trennung der beiden Seitenflügel herbeiführen. Als echte Verwerfungen bezeichnen wir solche, bei denen der über der Verwerfungskluft liegende (hangende) Flügel abgesunken ist (Fig. 124).

Ist er gehoben und auf der Kluft über den liegenden Flügel geschoben, so heißen wir dies eine Überschiebung (Wechsel) (Fig. 125).

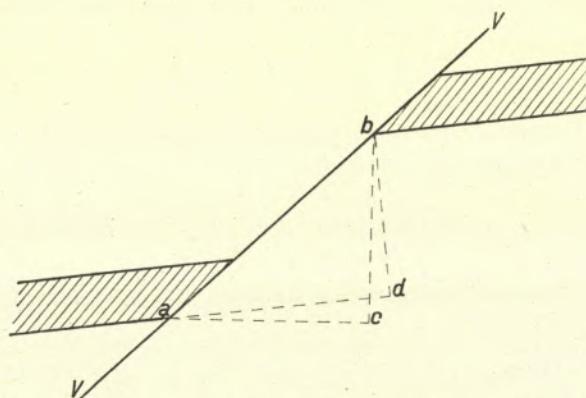


Fig. 124 Verwerfung einer Schicht durch eine Kluft $V-V$.
 $a-b$ ist die flache, $b-c$ die steigere, $b-d$ die wirkliche Sprunghöhe.

Die wahre Bewegung ist aber nicht sicher zu erkennen. Es kann bei einer Verwerfung gerade so gut der liegende Flügel gehoben und bei einer Überschiebung gesenkt sein (Unterschiebung). Bei vertikaler

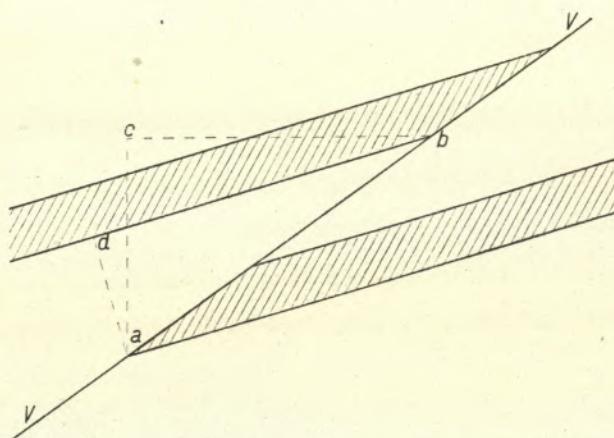


Fig. 125 Überschiebung auf einer Wechselseite $V-V$.
 $a-b$ ist die flache, $a-c$ die steigere $a-d$ die wirkliche Sprunghöhe.

Bruchfläche gilt stets der tiefere als bewegt (Fig. 126, 137, 138). Verwerfungen und Wechsel können auch diagonal erfolgen. Die Kluftflächen sind als Rutsch- und Gleitflächen durch die unter Druck vor sich gegangene Bewegung mit einer Politur versehen und werden als Harnisch oder Spiegel (Reibungsspiegel) bezeichnet. Sie zeigen dann flache Wellen, Riefen, Rutschstreifen und Kritze, die, untereinander parallel,

mehr minder im Falle der Fläche gelegen sind (Fig. 127). Auf solchen Gleitflächen findet sich oft nur als dünner Überzug, offene Spalten aber bisweilen viele Meter mächtig ausfüllend, ein aus der Zermalzung des Gesteins hervorgegangenes Zerreißungsprodukt, das überaus fein (Gangton schiefer), aber auch aus groben und eckigen Bruchstücken gebildet sein kann (Reibungs- oder Dislokationsbreccie) und vielfach festverkittet ist (Fig. 128). In besonders großem Maßstabe finden sich solche Druckbreccien an der Basis von Überschiebungen, die mehr minder flach erfolgen und bei denen die Reibung um so größer ist und werden als Mylonit bezeichnet. Blöcke und Gerölle können dabei geglättet und gekritzelt werden, so daß sie Moränengeschieben gleichen und pseudoglazial genannt werden. Der Unterschied von tektonischer und glazialer Glättung und Kritzung ist im Abschnitte über Eiswirkung hervorgehoben. Feinkörniges Zerreißungsmaterial kann wie Magma in Spalten eindringen.

Durch die Reibung bei der Bewegung auf den Kluftflächen werden die Schichtenden, Schichtköpfe, des stehengebliebenen Flügels in der Richtung der Bewegung, die des bewegten in entgegengesetztem Sinne gebogen, geschleppt (Schleppung) (Fig. 126 b, c, f, 129). Als Sprunghöhe bezeichnet man den Betrag der Bewegung und zwar als flache, wenn sie auf der Kluftfläche, als seigere, wenn sie in vertikaler Richtung gemessen wird (Fig. 124, 125). Die wirkliche Sprunghöhe ist der senkrecht gemessene Abstand der einander entsprechenden Schichtflächen. Sie beträgt bei Verwerfungen oft nur wenige Millimeter, aber auch Tausende von Metern. Je nachdem eine Verwerfung im Streichen oder senkrecht dazu liegt, wird sie als Längs- (streichenende) (Fig. 124) oder als Querverwerfung bezeichnet (Fig. 130, 131). Je nachdem die Längsverwerfung in gleicher oder entgegengesetzter Richtung mit dem Schichtfallen einfällt, wird sie recht- oder widersinnig (gegen-)fallend

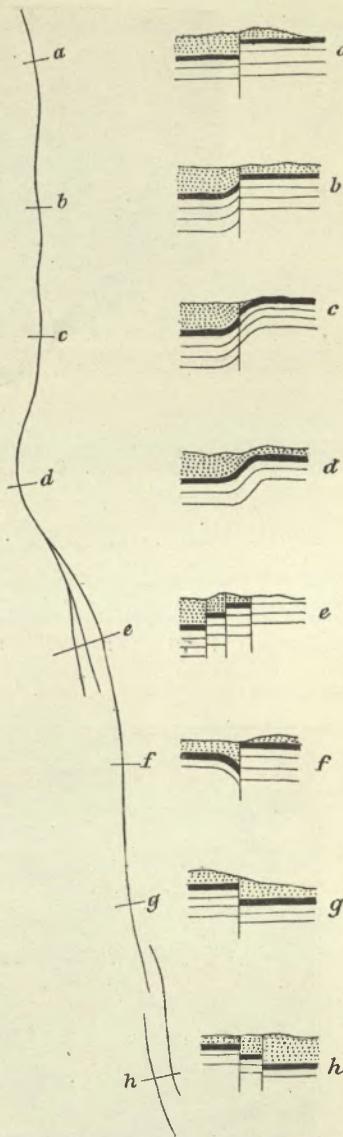


Fig. 126 Veränderung einer Verwerfung in ihrer Erstreckung. a) einfache Verwerfung, b) Schleppung des abgesunkenen Flügels, c) Schleppung beider Flügel, d) Flexur, e) treppenförmiges Absinken an divergierenden Spalten, f) Schleppung des Liegendflügels durch nachträgliches Absinken des Hangendflügels oder starkes Absinken an der Bruchlinie, g) einfache Verwerfung des Gegenflügels u. h) treppenförmiges Absinken an vikariierenden Spalten in entgegengesetzter Richtung (nach F. Löwl)

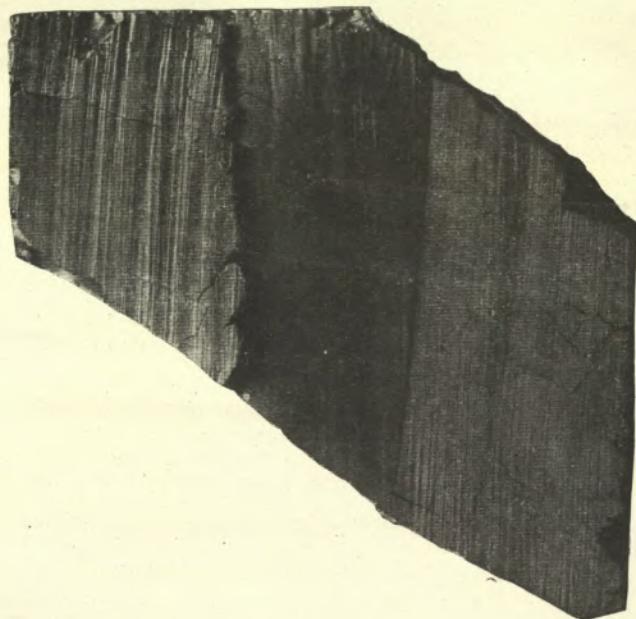


Fig. 127 Braunkohle mit Harnisch und Riefen von Fohnsdorf

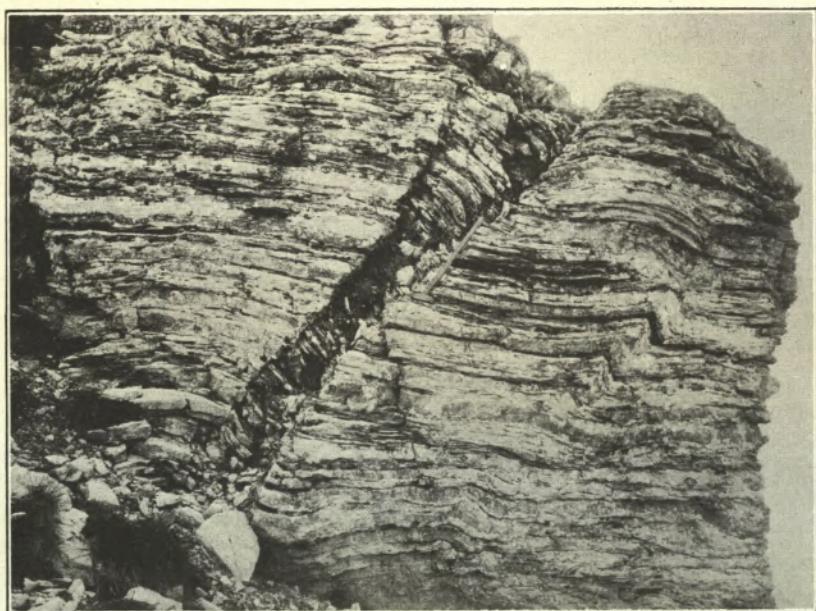


Fig. 128 Beginn der Entstehung einer Reibungsbreccie an einer durch zwei parallel liegende Spalten gebildeten Störungszone; rechts Flexur, die in der Mitte in Knickung übergeht (nach einer Aufnahme von F. Wöhner).

genannt (Fig. 124 und 132). Dadurch kann auf der Oberfläche eine Wiederholung von Schichten eintreten oder eine Schicht fehlen (Fig. 133, 134).



Fig. 129 Verwerfung und Schleppung am Kanal von Korinth
(Aufnahme von F. X. Schaffer)

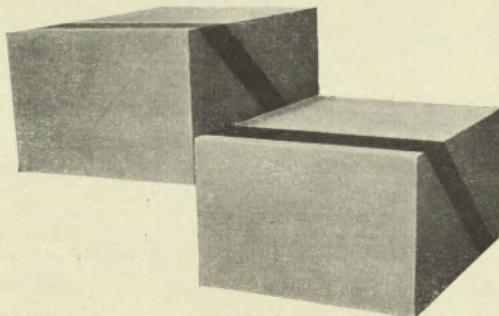


Fig. 130 Querverwerfung einer Schicht (schwarz angelegt)

Querverwerfungen lassen den Liegendflügel entgegen der Richtung des Fallens verschoben erscheinen, selbst wenn die Bewegung nur vertikal

erfolgt ist (Fig. 131). Diagonal-, schräge oder spießekige Verwerfungen nehmen eine Mittelrichtung zwischen Streichen und Fallen der Schichten ein.

Verwerfungen finden sich selten allein, meist in größerer Zahl und liegen parallel oder schneiden (kreuzen, verwerfen) einander, so daß

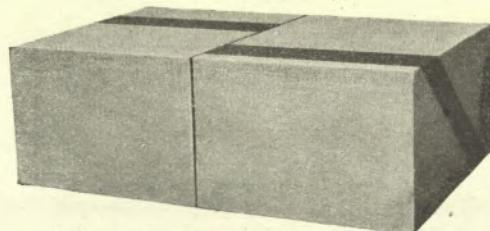


Fig. 131 Querverwerfung Fig. 130 nach Abtragung des Hangendflügels

man wie bei den Gängen ältere und jüngere unterscheiden kann, sie verlaufen radial oder peripherisch (vgl. Fig. 201). Durch mehrere in beliebiger Richtung verlaufende Verwerfungen können Schollen der Erdrinde zu Bruchfeldern absinken. Ein solches Senkungsfeld ist das Inneralpine Wiener Becken, das an zwei einen spitzen Winkel bildenden Verwer-

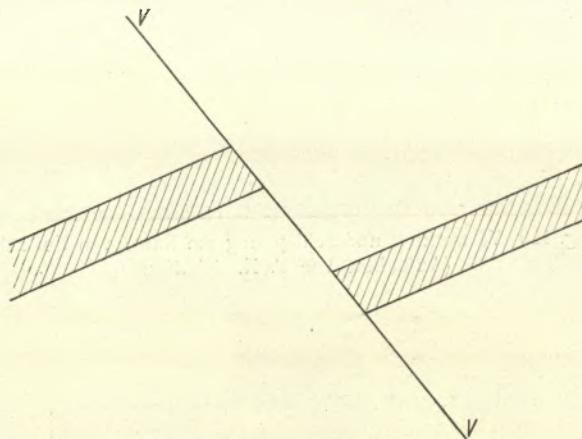


Fig. 132 Widersinnig fallende Verwerfung $V-V$. Ist der über der Kluft liegende (rechte) Flügel nach oben verschoben, so entsteht eine widersinnige Überschiebung.

fungens abgesunken ist (Fig. 135), andere umfassen die Adria und deren nächste Küstenstriche (periadriatische Senkung mit peripheren Brüchen), das Ägäische Meer usw. Parallel Verwerfungen können ein verschiedenartiges Absinken bewirken, so daß es treppenförmig nach einer Richtung erfolgt (Staffelbruch) (Fig. 126 e, h, 136) oder es können die einzelnen Schollen unregelmäßig niedergebrochen sein (Fig. 137). Wenn ein Streifen der Oberfläche an parallel streichenden Brüchen gegenüber den

beiden Flügeln gesenkt ist, sprechen wir von einem grabenartigen Absinken (Graben, Grabenbruch, Grabenversenkung) (Fig. 138,

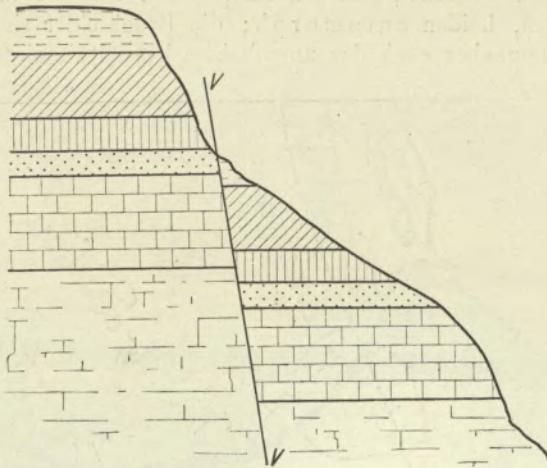


Fig. 133 Wiederholung von Schichtgliedern (1—4 von oben) im Profile durch eine Verwerfung $V-V$

139). Liegt eine Scholle gegenüber den beiden Flügeln höher, so bezeichnen wir sie als Horst, alles eins, ob sie gehoben ist oder die beiden Flügel

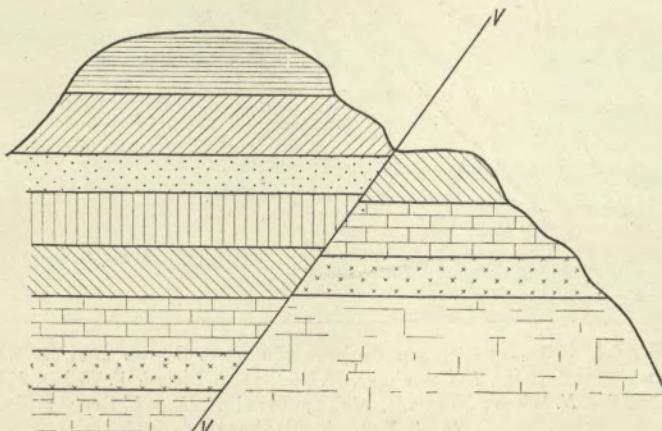


Fig. 134 Unterdrückung von Schichtgliedern (3 und 4 von oben) im Profile durch eine Verwerfung $V-V$

abgesunken sind, was oft nicht leicht zu unterscheiden ist. Die Bruchflächen eines Horstes oder eines Grabens konvergieren oder divergieren gegen oben, ohne daß wir über die Bedeutung dieses Unterschiedes im klaren wären. Fig. 139 b erweckt den Eindruck, daß der Graben infolge Raumüberschusses (Zerrung) eingebrochen (disjunktiv) ist, Fig. 139 c,

daß durch Raumangst (seitliche Pressung) die Hebung des Horstes hervorgerufen wird, wobei Schollen zu Gräben hinabgepreßt werden. Horste, die, von Brüchen begrenzt, gehoben sind, deren Umrisse also von diesen bestimmt werden, heißen *automorph*; die Bruchfelder sind dann *xenomorph*. Es kann aber auch das umgekehrte Verhältnis eintreten. Doch ist

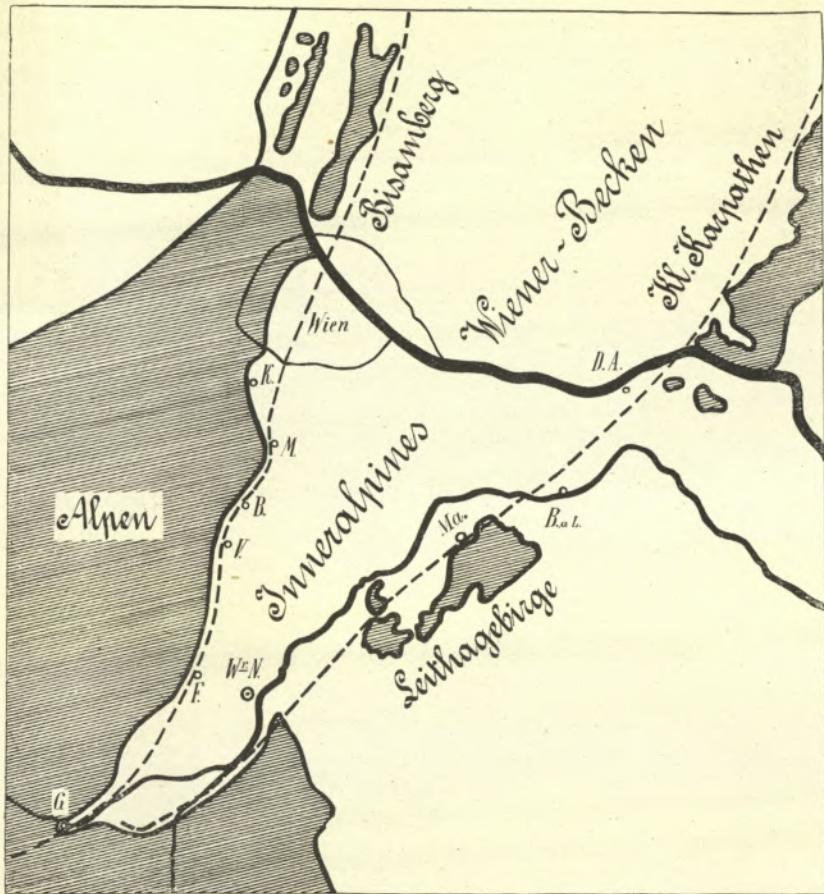


Fig. 135 Bruchfeld des Inneralpinen Beckens von Wien, das an zwei (gestrichelten) Bruchlinien abgesunken ist. *K.* Kalksburg, *M.* Mödling, *B.* Baden, *V.* Vöslau, *F.* Fischau, *G.* Gloggnitz, *Wr. N.* Wiener-Neustadt, *Ma.* Mannersdorf, *B. a. L.* Bruck an der Leitha, *D. A.* Deutsch-Altenburg

diese Unterscheidung oft nicht möglich. Grabenverwerfungen finden sich auf der Erdoberfläche weit verbreitet. Die mittelrheinische Tiefebene ist ein solcher Graben zwischen den Horsten des Schwarzwaldes und der Vogesen (Fig. 140), ebenso das untere Sarcatal mit dem Gardasee (Fig. 141), das Etschtal unterhalb Bozen, die Fossa Magna Nippone, der Graben von Christiania und vor allem das größte Beispiel auf der Erde, der ostafrikanische Graben, der in meridionaler Richtung vom 15. Grad südlicher Breite

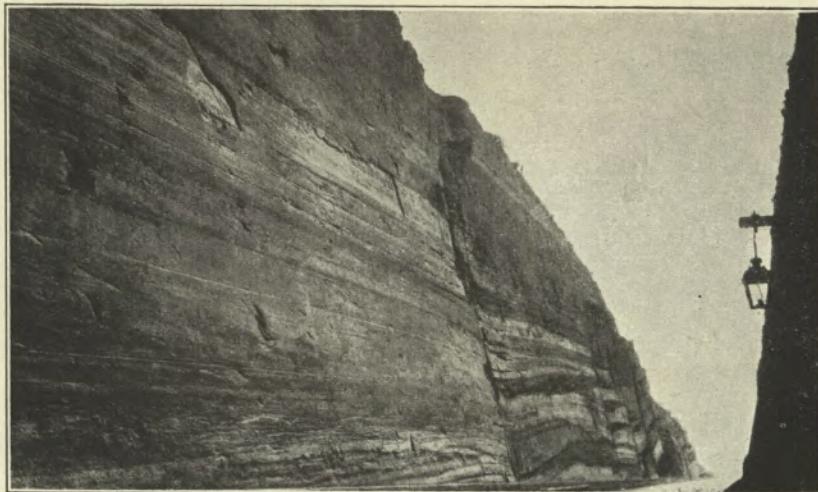


Fig. 136 Stufenförmiges Absinken von Schollen am Kanal von Korinth
(phot. F. X. Schaffer)

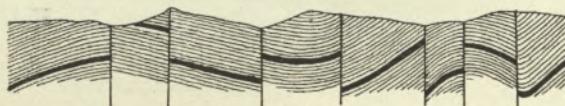


Fig. 137 An Brüchen unregelmäßig abgesunkene und gestauchte Schollen (nach F. Löwl)

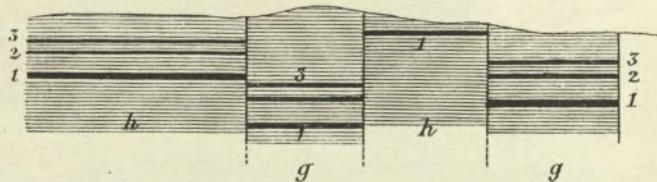


Fig. 138 An vertikalen Brüchen abgesunkene Schollen. *g, g* Gräben; *h, h* Horste
(nach F. Löwl)

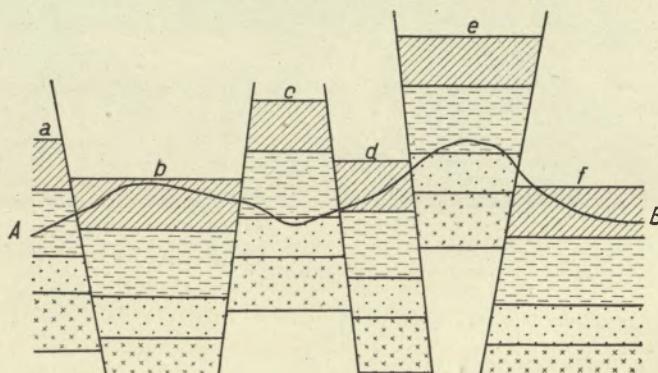


Fig. 139 Absinken und Aufpressung von Schollen an schrägen Bruchflächen

fast bis zum 38. Grad nördlicher Breite über 6000 km lang sich hinzieht und in dem selbst und in dessen Abzweigung die ostafrikanischen Seen,

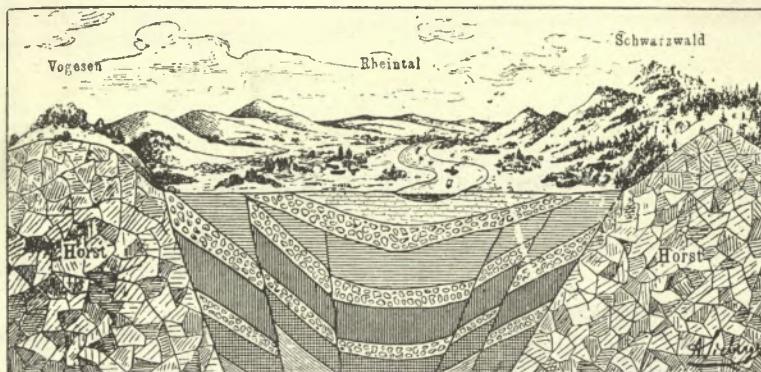


Fig. 140 Der Mittlerheingraben (nach E. Fraas und A. Sieberg)
Von den versenkten Schollen sind die drei mittleren gegenüber den beiden randlichen gehoben.



Fig. 141 Unterstes Sarcatal mit Gardasee. Einseitiger Grabenbruch, stehengebliebene Scholle des Monte Brione (nach einer Aufnahme von Wehrli, A.-G., Kilchberg, Zürich)

das Rote Meer, das Tote Meer und das syrische Längstal liegen. Schneiden Systeme von Verwerfungen einander (Bruchnetz), so wird das Land in unregelmäßige polygonale Schollen zerlegt. Radiale und konzentrische —

peripherie — Sprünge bewirken Kesselbrüche, das sind muldenförmige Vertiefungen, wie sie der Hegau, der Kessel des Ries und andere Maare sowie Einbruchscalderen von Vulkanen darstellen. Durch diese Störungen können verschiedenartige Hohlformen des Reliefs entstehen, darunter abfluss-



Fig. 142 Überschiebungsdecke mit Fenster und Überschiebungsklippe

lose Becken und Depressionen (Senkungen unter den Meeresspiegel), wie wir sie z. B. am Toten Meere in der schönsten Ausbildung kennen. Beim Absinken der Schollen werden die einzelnen Schichten verschieden schräg gestellt oder auch verbogen (Fig. 137).

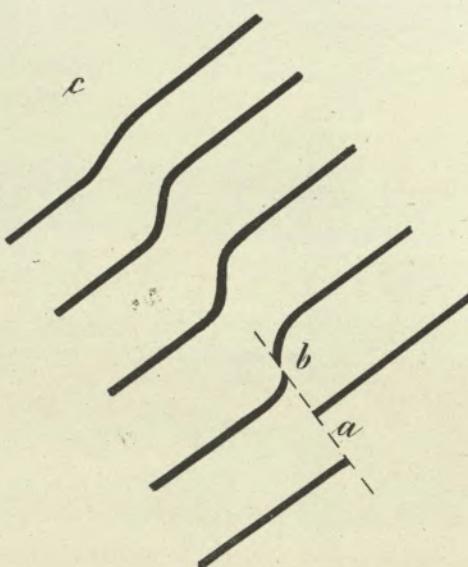


Fig. 143 Blattverschiebung (a) mit Schleppung (b), übergehend in sigmoidale Beugung

Zuweilen ist die Spannung, die die Trennung der Flügel bewirkt, nicht ausreichend und man sieht meist über Schleppungen einen Übergang zu einer Abbiegung der Schichten, Kniefalte, Flexur, die keine Lösung des Schichtverbandes zeigt (Fig. 126 d). Die beiden Flügel liegen mehr minder horizontal und sind durch einen oft steilen Schenkel verbunden, der infolge Streckung an Mächtigkeit verloren haben oder ganz

ausgequetscht sein kann. Verwerfungen enden in ihrer Längserstreckung meist in einer Flexur. Auch bei Überschiebungen kann man ein recht-



Fig. 144 Blattverschiebung mit Harnisch. Gamperleloch an der Kapfstraße bei Feldkirch in Vorarlberg (nach einer Aufnahme von J. Niggli, Feldkirch)

und widersinniges Fallen unterscheiden, je nachdem die Wechselfläche in gleicher (Fig. 125) oder entgegengesetzter Richtung mit dem Schichtfallen liegt. Durch Überschiebung wird eine Scholle der Erdrinde

als Decke (Schubdecke) über eine benachbarte geschoben, so daß eine in der Schichtfolge tiefer liegende (ältere) auf einer höheren (jüngeren) zu ruhen kommt (Fig. 142), ohne daß man bei gleichsinniger Lagerung der Schichtflächen beider dieses ungewöhnliche Verhältnis an sich zu erkennen vermag. Nur die Kenntnis der Schichtfolge zeigt uns die unnatürliche Lagerung. Wenn eine jüngere Schicht durch Überschiebung auf eine ältere zu liegen kommt, kann uns selbst dies nicht die Störung verraten. Nur Untersuchung der Wechselfläche bietet da die Lösung der Frage. Mehrere parallele Überschiebungsfächen führen zu einer mehrfachen Wiederholung der Decke (Schuppenstruktur). Durch Überschiebung können auf der Erdoberfläche einzelne Schichtglieder unterdrückt werden oder sich im Profile wiederholen. Der Betrag der Überschiebung ist oft sehr gering, kann aber viele Kilometer erreichen und es können Hunderte von Metern mächtige Schichtglieder auf diese Weise flach gelagert, also

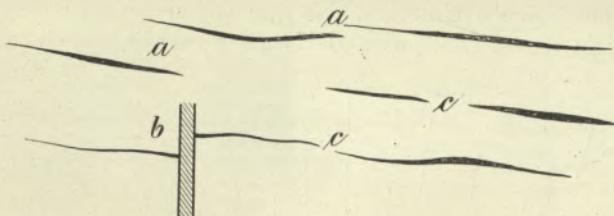


Fig. 145 a vikarierende Spalten, b seitliche Auslenkung durch eine ältere Kluft, c Wiederaufsetzen von Spalten

anscheinend ungestört über jüngere Schichten geschoben werden. Besonders in Bergwerken hat man solche flache Störungen zuerst nachgewiesen, so die große Überschiebung, die von Aachen bis an den Kanal reicht und gegen Süden einfallend mit einer Sprunghöhe bis 4000 m das ältere Paläozoikum über das produktive Karbon geschoben hat. Im skandinavischen Hochlande kennt man eine Überschiebungsdecke von 1800 km Länge, 130 km Breite und 1500 m Dicke und auch in Nordschottland hat man ähnliche Störungen angetroffen.

Wenn durch eine Öffnung in einer Decke die darunter liegenden Schichten sichtbar werden, heißt man dies ein Fenster (Fig. 142). Reste von Decken, die durch die Abtragung zerstört worden sind, nennt man schwimmende, Deck-Klippen oder Deckschollen.

Längs einer Bruchfläche kann ein Flügel gegenüber dem anderen in horizontaler Richtung verschoben sein, was als Transversalverschiebung, Blatt oder Blattverschiebung bezeichnet wird (Fig. 143, 144). Dies kann im Streichen, schräg (spießförmig) oder senkrecht dazu erfolgen und wird dadurch bewirkt, daß die bewegende Kraft ungleichmäßig angreift oder der eine Flügel einen Widerstand geboten hat. Diese seitliche Verschiebung kann mehrere Kilometer betragen. Auch hier zeigt sich eine Schleppung an den Kluftflächen. Geht diese Horizontalbewegung vor sich, ohne daß der Schichtverband gestört wird, so entsteht eine S-förmige

(sigmoidale) Beugung (Fig. 143). Blattverschiebungen sind in söhlig liegenden Schichten oft schwer zu erkennen und auch von Querverwerfungen, deren Hangendflügel abgetragen ist, nicht zu unterscheiden (Fig. 131). Klüfte, die sich in einem Gesteine bilden, können oft enden und sich wieder einstellen (wieder aufsetzen) oder sich in paralleler oder ähnlicher Richtung seitlich fortsetzen (vikarierende Spalten, seitliche Auslenkung). Dies erfolgt, wenn Klüfte ältere, querlaufende Spalten oder eine wechselnde Gesteinsbeschaffenheit treffen (Fig. 145). An Gängen ist dies vielfach zu beobachten (Seite 42). Auch an solchen Klüften kann eine Bewegung von Schollen erfolgen, wodurch das Bild der Störungen weiter verwickelt wird.

Störungen der Erdrinde durch Faltung

Störungen von Schichten können, wie wir bei der Flexur gesehen haben, auch ohne Bruch eintreten, wie dies am einfachsten durch Aufrichtung von Schichten geschieht (monoklinaler Schichtenbau, Fig. 146),

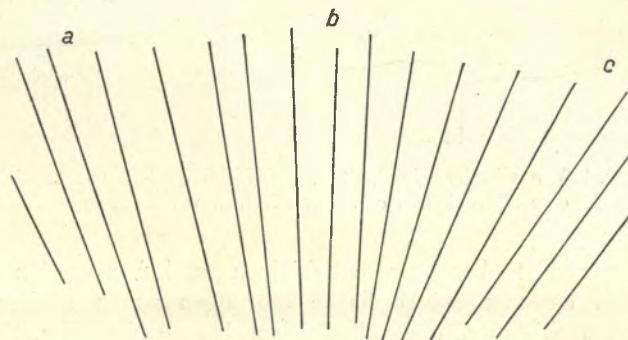


Fig. 146 Fächerförmiger Schichtenbau; die bei *a* monoklin aufgerichteten Schichten stehen bei *b* seiger und liegen bei *c* überkippt.

wobei die Schichten ein gleichsinniges Fallen zeigen. Erreicht die Neigung 90° , stehen die Schichten seiger oder auf dem Kopfe, übersteigt sie den rechten Winkel, nennt man die Schichten überkippt und es liegen

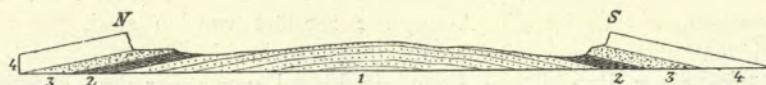


Fig. 147 Verbiegung der Schichten im Weald (nach A. C. Ramsay aus F. Löwl)

die älteren oben (bilden das Hangende), die jüngeren unten (bilden das Liegende) (inverse Lagerung). Dadurch kann eine fächerförmige Schichtstellung hervorgerufen werden. Monoklinaler Schichtenbau ist bei einem weiteren Überblicke stets auf Bewegung größerer Schollen an Brüchen oder auf ausgedehnte Falten zurückzuführen und stellt nur einen kleinen Ausschnitt des Gesamtbildes dar. Vielfach aber sind Schichten

gebogen, gewölbt. Solche flache Aufwölbungen kennt man mehrfach; so ist die Wealden- und Kreideformation Südostenglands und Nordwestfrankreichs in 200 km Länge und 60 km Breite aufgewölbt (Fig. 147). Wird eine solche Wölbung steiler, entsteht eine Falte. Eine Falte besteht aus der konkaven Mulde (Synklinalfalte, Synkline, Synklinale) und dem konvexen

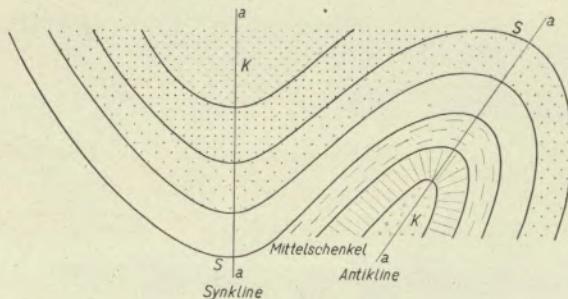


Fig. 148 Mulde und Sattel. $a-a$ Achsen, S Scheitel, K Kerne

Sattel (Gewölbe, Antiklinalfalte, Antikline, Antiklinale), die durch einen Mittelschenkel, der mehr minder geradlinig verläuft, verbunden sind (Fig. 148). Schlechtweg heißt jeder Teil für sich Falte. Die beiden gegeneinander geneigten Flanken einer Falte werden als Schenkel oder Flügel bezeichnet, die entweder nach oben (Antikline) oder unten (Synkline) konvergieren. Die Wölbung heißt Scheitel oder Dach, das Innere Kern.

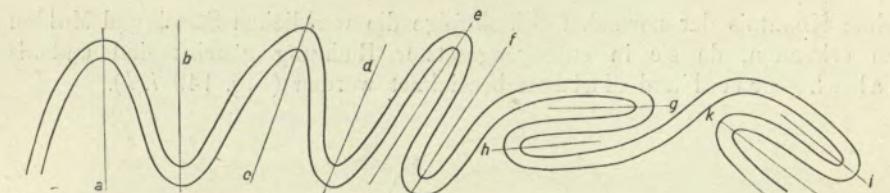


Fig. 149 Lage der Falten. a aufrechter Sattel, b aufrechte Mulde, c schiefer Sattel, d schiefe Mulde, e überkippter Sattel, f überkippte Mulde, g, h liegende Falte, i überstürzter Sattel (falsche Mulde), j überstürzte Mulde (falscher Sattel). $e-k$ sind Isoklinalfalten.

Die Symmetralebene der Falte, die den Winkel der Schenkel (am Scheitel der Falte) halbiert, heißt Achsenebene oder Achse. Steht diese vertikal, sind also beide Schenkel gleichmäßig gegen die Horizontale geneigt, so sprechen wir von einer aufrechten oder stehenden Falte (Fig. 149 a, b). Ist die Achse schräg zur Horizontalen, fallen also die Schenkel mit verschiedener Neigung nach entgegengesetzter Richtung, entsteht eine schiefe Falte (Fig. 149 c, d). Fallen sie nach derselben Seite, so nennt man die Falte überkippt (Fig. 149 e, f). Liegt die Achse sehr stark geneigt oder horizontal, heißt die Falte liegend (Fig. 149 g, h , 150). Bei der liegenden Falte besitzt der hangende Schenkel die ursprüngliche, normale, der liegende verkehrte, inverse Lagerung. Bei Wieder-

holung entsteht ein Faltenpaket. Neigt sich die Achsenebene noch weiter, so ist die Falte überstürzt, überschlagen und es ist sehr schwer,

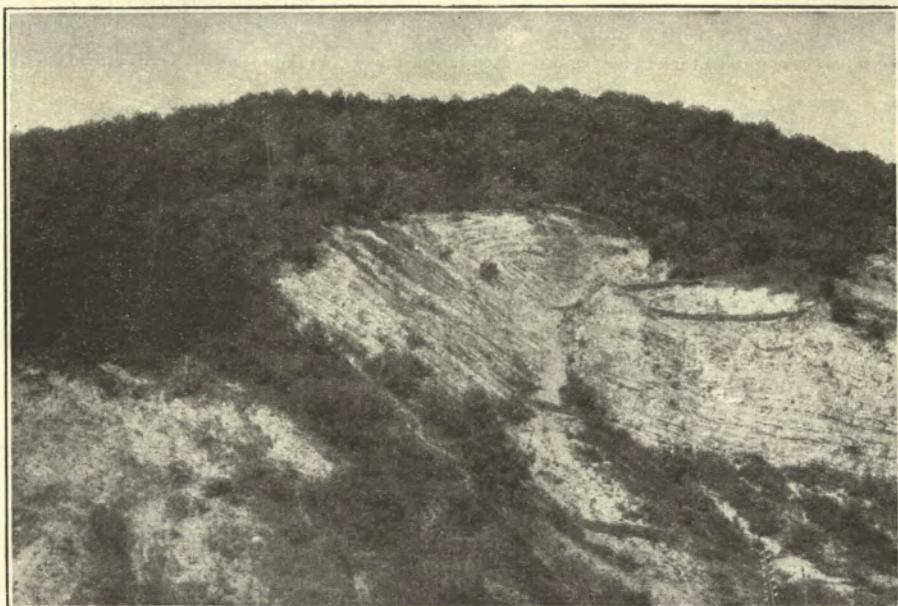


Fig. 150 Liegende Falte am Leopoldsberge bei Wien (phot. F. X. Schaffer)

ohne Kenntnis der normalen Schichtfolge die wirklichen Sättel und Mulden zu erkennen, da sie in entgegengesetzter Richtung geneigt sind und als falsche Sättel und Mulden bezeichnet werden (Fig. 149 *i, k*).

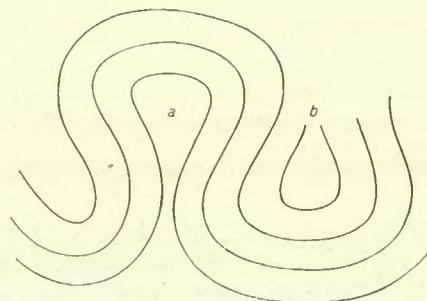


Fig. 151 *a* Fächersattel, *b* Fächermulde

Sind die Schenkel infolge starker Zusammenpressung mehr minder parallel, nennen wir dies Isoklinalfalte, die entweder aufrecht, schief (überkippt), liegend oder überstürzt sein kann (Fig. 149 *e—k*). Es kann dabei, wenn die Scheitel nicht sichtbar sind, eine dem monoklinalen Schichtenbau ähnlliche Lagerung entstehen, die nur mit Hilfe der Kenntnis der normalen Schichtfolge richtig gedeutet werden kann. Wenn die Schenkel einer Anti-

kline vom Scheitel weg konvergieren, entsteht ein Fächersattel, geschieht dies bei einer Synkline, eine Fächermulde (Fig. 151). Diese können wieder die verschiedene Achsenstellung zeigen wie die gewöhnlichen

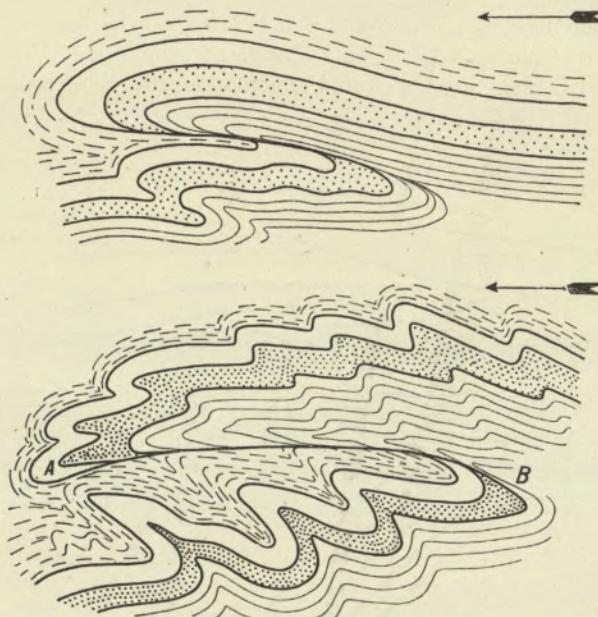


Fig. 152, 153 Faltenüberschiebung durch Auswalzung des Mittelschenkels (längs $A-B$) der in der Richtung des Pfeiles bewegten liegenden Falte

Falten. Kerne von Fächerfalten können bei starker Pressung abgequetscht werden. Die Schenkel von Falten lassen selbst wieder bisweilen untergeordnete Faltung erkennen (Spezialfalten oder Falten zweiter Ordnung) (Fig. 153).



Fig. 154 Überfaltungsdecke

Bei sehr enger Faltung oder sprödem Materiale kann der Mittelschenkel zerquetscht, ganz ausgewalzt oder zerrissen werden, so daß eine Schichtfolge mit normaler Lagerung über eine benachbarte Scholle mit gleicher Lagerung geschoben wird und Wiederholung der Schichtreihe eintritt, die als Faltenüberschiebung bezeichnet wird und dort, wo der Mittel-

schenkel fehlt, von einer echten Überschiebung nicht zu unterscheiden ist. Der überschobene Schenkel wird als Faltendecke bezeichnet (Fig. 152, 153). Durch Wiederholung solcher Überschiebungen kann Schuppenstruktur entstehen (Fig. 168). Nach der Art ihrer Entstehung erfolgen diese Überschiebungen stets senkrecht zum Streichen. Die liegenden Schichten sind dabei durch die Bewegung oft aufgerichtet oder gar überkippt und eingeklemmt. Überschlagene Falten können übereinander greifen — Über-

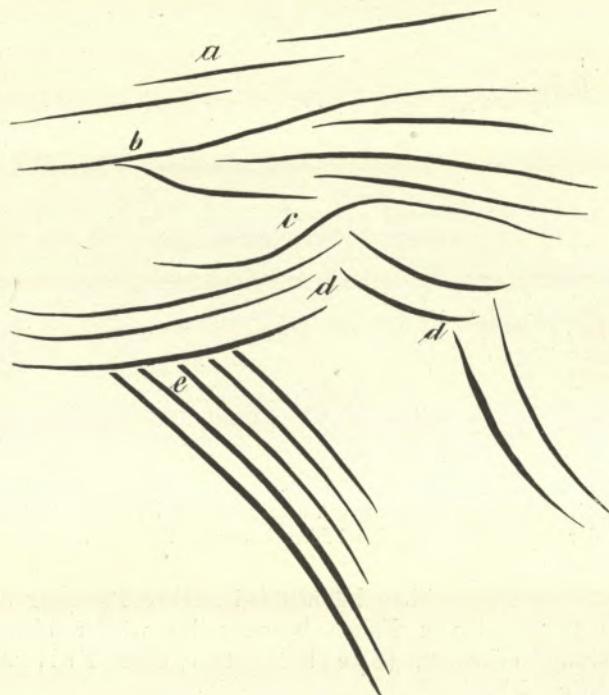


Fig. 155 Faltenleitlinien: *a* vikarierende Falten, *b* Virgation, *c* sigmoidale Beugung, *d*, *d* Scharung, *e* ein Faltensystem wird durch ein jüngeres, quer verlaufendes gekreuzt und taucht darunter.

faltung — und einander wie Decken verhüllen (Überfaltungendecken, Fig. 154).

Falten treten selten vereinzelt auf. Meist sind mehrere oder eine große Zahl mehr minder parallel zu einem Bündel, zu einer tektonischen (Falten-) Zone vereint. Der Verlauf von Falten wird auf geologischen Karten durch die Lage ihrer Scheitel-(Sattel)-linie angezeigt (Leitlinie) (Fig. 155). Im Streichen lassen sie sich oft auf lange Erstreckung verfolgen, aber jede Mulde, jeder Sattel muß in der Längserstreckung enden. Dies erfolgt durch eine Verjüngung an der Mulden- oder Sattelwendung, durch periklinales oder umlaufendes Streichen, in dem sich die Fallrichtung der Schenkel allmählich so ändert, daß sie in die entgegengesetzte übergeht (Fig. 156). Eine Mulde gleicht also einem Kielboote,

das man, um einen Sattel darzustellen, umkehrt. Das tektonische und orographische Streichen (Längserstreckung von Erhebungen) stimmen bisweilen, besonders in jungen Ketten- oder Faltengebirgen, überein. Wenn eine Falte, wie man sagt, unter die ungestörten Schichten untertaucht (erlischt), kann in ihrer Fortsetzung eine neue auftauchen oder seitlich in gleicher oder ähnlicher Richtung hinstreichen (vikarierende Falten, Kulissen-,

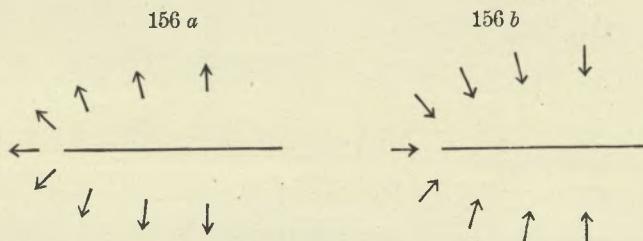


Fig. 156 Periklinales Streichen: *a* an einem Sattelende, *b* an einem Muldenende

Relaisfalten). Falten teilen sich und verzweigen sich bündelförmig (Virgation) und können sich wieder vereinigen. Ihr Verlauf kann geradlinig, bogenförmig, gekrümmt oder S-förmig gebogen (sigmoidal) sein. Zwei oder mehrere parallele Falten können sich unter mehr weniger spitzem Winkel oder von verschiedenen Seiten kommend fast in gleicher Richtung zusammenlaufend oder endlich in einem einspringenden Winkel vereinigen



Fig. 157 Die bei *a* regelmäßig gebauten Falten werden bei *b* einseitig und überschlagen und klingen aus.

(scharen), wobei in letzterem Falle eine girlandenartige Faltenreihe (Festonbogen) entsteht (Fig. 155). In der Längserstreckung von Falten gibt es Zonen, die quer verlaufend eine Erhöhung oder Vertiefung des Faltenrückens, ein An- und Abschwellen der Falten zeigen. Sie deuten auf eine senkrecht zum Streichen verlaufende neue Faltungsrichtung (Falten-
gitter, Querfaltung).

Größe und Gestalt von Falten sind überaus mannigfaltig. Es gibt solche, die sich Hunderte von Metern, aber auch viele Kilometer weit verfolgen lassen und von Nebenfalten mit ein paar Zentimeter großer Amplitude alle Übergänge bis zu Falten, die Tausende von Metern im Verflächen messen. Flachschildförmige Aufwölbungen und Isoklinalfalten zeigen die verschiedenen Grade der Schichtbiegung. Falten, besonders Faltenzonen sind bisweilen regelmäßig gebaut, zuweilen zeigen sie aber eine einseitige Anlage, so daß es aussieht, als ob ein Schub von einer Seite gekommen wäre, was

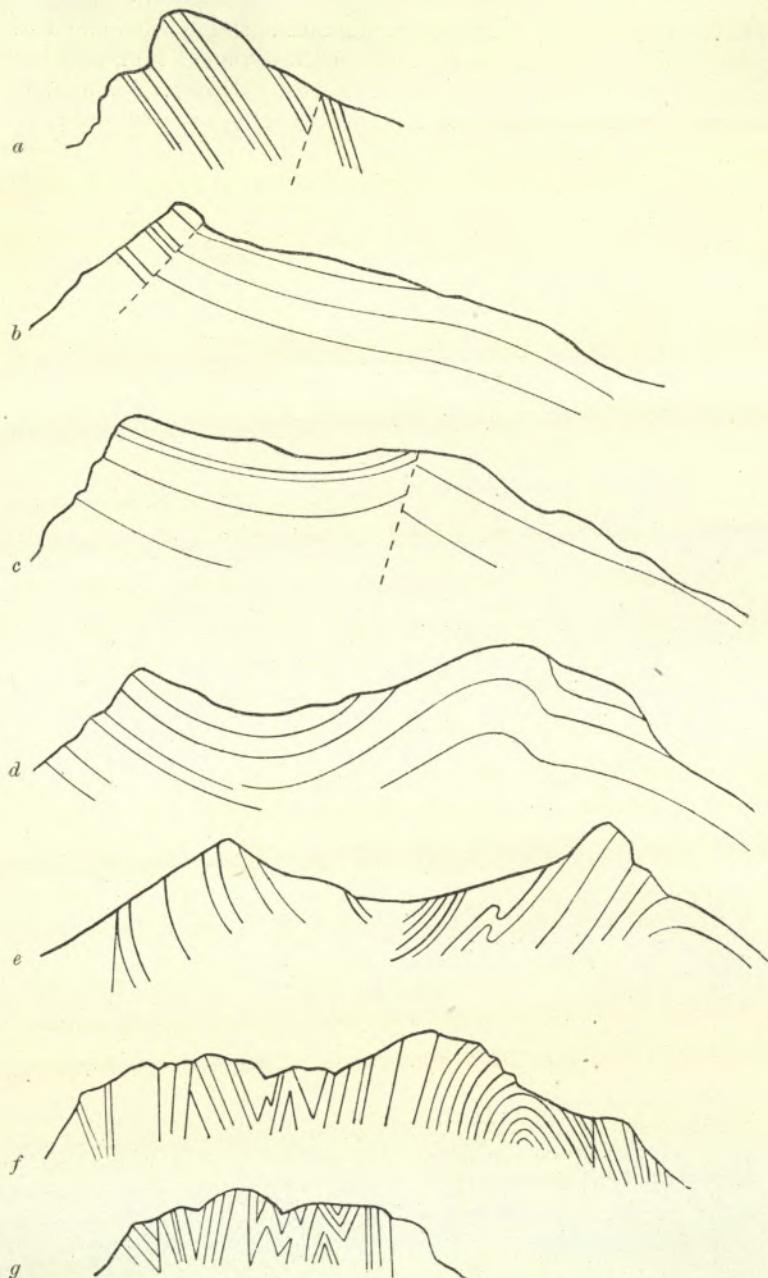


Fig. 158 Veränderung eines Faltenzuges in der Längserstreckung. Während bei *a* gleichsinniges Fallen, nur durch eine Verwerfung unterbrochen, besteht, stellt sich allmählich eine flache Falte ein, die enger zusammengepreßt wird (nach A. Buxtorf).

sich in der Richtung der überschlagenen oder sich verlierenden Falten oder der Schuppen ausprägt (Fig. 157, 180). Wir sprechen dann von einem

Vorlande, gegen das die Falten oft ausklingen, indem die parallelen Faltenzüge allmählich schwächer werden und von einer Rückseite (Rückland) und nennen dies orientierte Falten infolge eines Süd-, Ost- usw. Schubes. Dies ist aber nur bildlich zu verstehen, ohne an eine in dieser Richtung einseitig wirkende Kraft zu denken.

Falten weisen in ihrer Längserstreckung mannigfache Veränderungen auf und parallele Profile zeigen, z. B. in Fig. 158, wie die enggepreßten Falten allmählich flacher werden und in eine einseitige, nur von Brüchen durchsetzte Schichtneigung übergehen.

Deutung der Störungen der Erdrinde

Das Alter einer Schichtstörung können wir dadurch feststellen, daß sie jünger als das jüngste von ihr ergriffene und älter als das älteste nicht

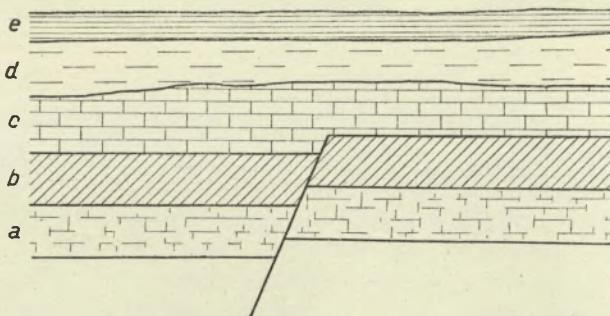


Fig. 159 Bestimmung des Alters einer Verwerfung, jünger als das Schichtglied *b* und älter als *c*

mehr gestörte Schichtglied sein muß. Wenn eine Verwerfung eine Schichtfolge in den tieferen Gliedern durchsetzt, aber nicht in die Hangend-

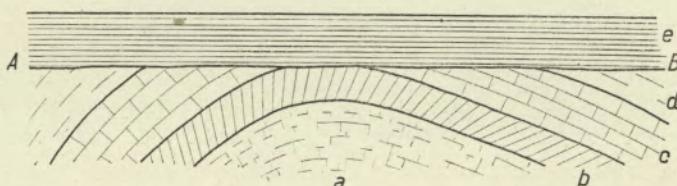


Fig. 160 Bestimmung des Alters einer Faltung, jünger als das Schichtglied *d* und älter als *e*. *A-B* ist eine Abtragungsfläche, auf der *e* diskordant aufliegt. Die Schichten *a-d* liegen konkordant.

schichten fortsetzt, so ist ihr Alter scharf begrenzt, wenn diese Schichtfolge keine große Lücke aufweist (Fig. 159). Sonst ist die Zeit der Störung nicht genauer anzugeben, als durch den Zeitraum der Unterbrechung der Sedimentation, in dem sie erfolgt ist. Die Zeit der Faltung eines Schichtsystems ist auf gleiche Weise zu bestimmen. Die von Faltung betroffenen Schichten sind fast ausnahmslos etwas abgetragen worden und werden von

den ungestörten jüngeren überlagert (Fig. 160). Die Schichtflächen verlaufen nun nicht mehr parallel (liegen nicht mehr konkordant, Fig. 161), sondern schließen einen Winkel ein (Fig. 162).

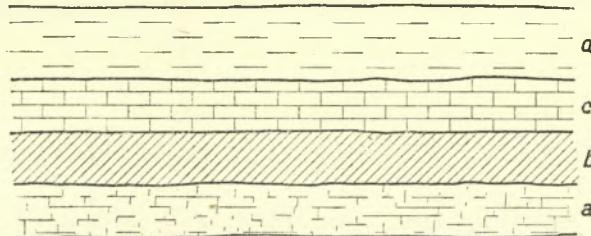


Fig. 161 Ungestörte, konkordante Lagerung

Wenn ein Schiechtpaket gefaltet wird, verschieben sich die einzelnen Schichten gegeneinander auf den Schichtflächen, wie etwa ein gebogenes Kartenspiel. Dünne Zwischenmittel erleichtern diese Verschiebung. Es ent-

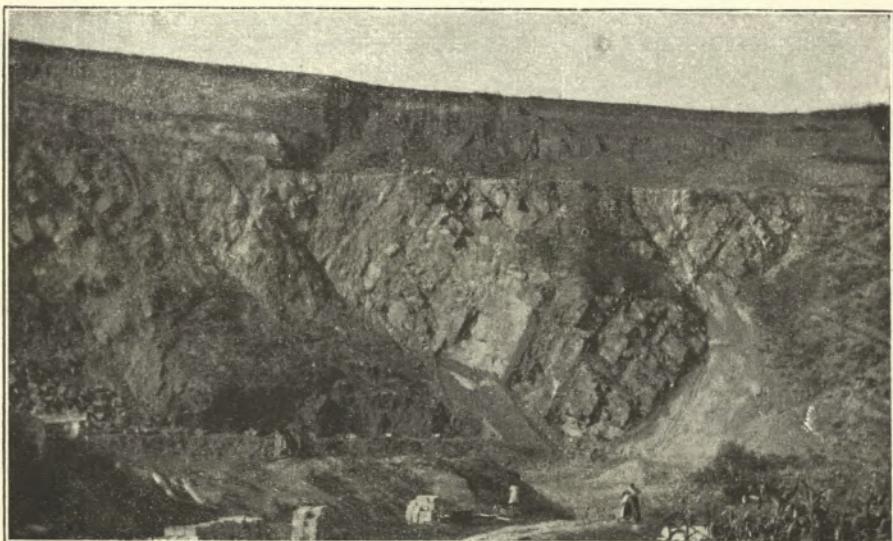


Fig. 162 Diskordante Überlagerung der steil gestellten Flyschbänke durch diluviale Donauschotter bei Klosterneuburg, Niederösterreich. Scharfe horizontale Abtragungsfäche (phot. F. X. Schaffer)

stehen Rutschflächen und -streifen. Mächtige Gesteinstafeln und dickbankige Gesteine sind weniger der Faltung, mehr Brüchen, ausgesetzt. Bei verschiedenartigen Gesteinsmassen, die übereinander folgen, kann eine ganz selbständigen Faltenbau erhalten, was bei Faltenüberschiebungen und Schuppen eine Rolle spielt.

Ungestörte, also horizontal liegende Schichten sind stets konkordant; Konkordanz besteht aber auch zwischen gestörten, gefalteten Schichten,

insofern nur keine Lücke in der Schichtfolge vorhanden ist. Bei Diskordanz (siehe Abschnitt „Absatzgesteine“) liegen die jüngeren Schichten übergreifend, diskordant, auf den älteren. Dies zeigt natürlich eine Unterbrechung in der Sedimentation an, während der die Faltung und Abtragung

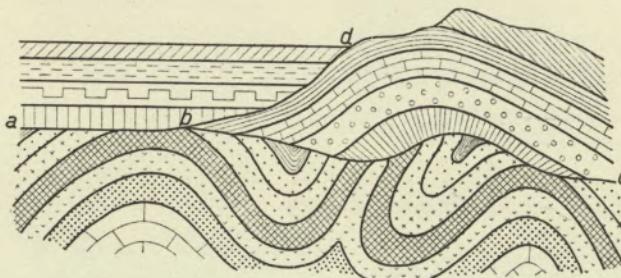


Fig. 163 Wiederholte Diskordanz. Ein konkordantes, gefaltetes Schichtsystem wurde nach der Linie $a-b-c$ abgetragen und mit den diskordant darüber abgelagerten, wieder untereinander konkordanten Schichten neuerdings gefaltet und auf der neuen Auflagerungsfläche $a-b-d$ lagerten sich wieder diskordant jüngere, untereinander konkordante Schichten ab.

erfolgt ist. Der Vorgang kann sich erneuern, gefaltete Schichten können wieder gefaltet werden und eine wiederholte Diskordanz eine jüngere Faltungsperiode anzeigen (Fig. 163). Wenn die Faltung erfolgt, ohne daß eine Unterbrechung der Sedimentation eintritt, so zeigen die Schicht-

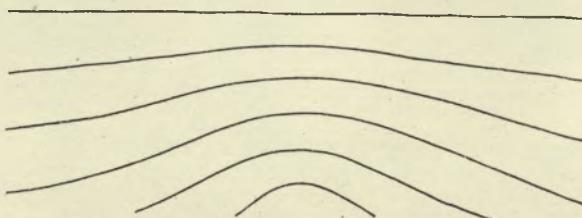


Fig. 164 Zwischen den einzelnen Schichten besteht eine Diskordanz, da die Ablagerung während einer fortschreitenden Faltung erfolgte.

flächen fortlaufend eine leichte Neigung gegeneinander, so daß die älteren steiler, die jüngeren flacher liegen (Fig. 164).

Das Erkennen der Schichtstörungen in der Natur ist großenteils sehr erschwert, da wir sie infolge der Bodenbedeckung nicht frei auf der Oberfläche verfolgen können, sondern auf Aufschlüssen angewiesen sind, das sind Entblösungen des Untergrundes, der sonst der Beobachtung nicht zugänglich wäre. Diese sind entweder natürlich, ohne Zutun des Menschen, z. B. durch Rutschung an einer Berglehne, durch Auswaschung durch einen Wasserlauf oder künstlich durch die Tätigkeit des Menschen entstanden, wie Bergwerke, Steinbrüche, Grundaushebungen, Bohrungen usw. In kahlen Gebieten, z. B. im Hochgebirge, wo das Gestein unverhüllt vor unserem

Auge liegt, kann man von Aufschlüssen nicht sprechen. Aus der oft nur an wenigen Punkten möglichen Beobachtung der Lagerung ist die Rekon-

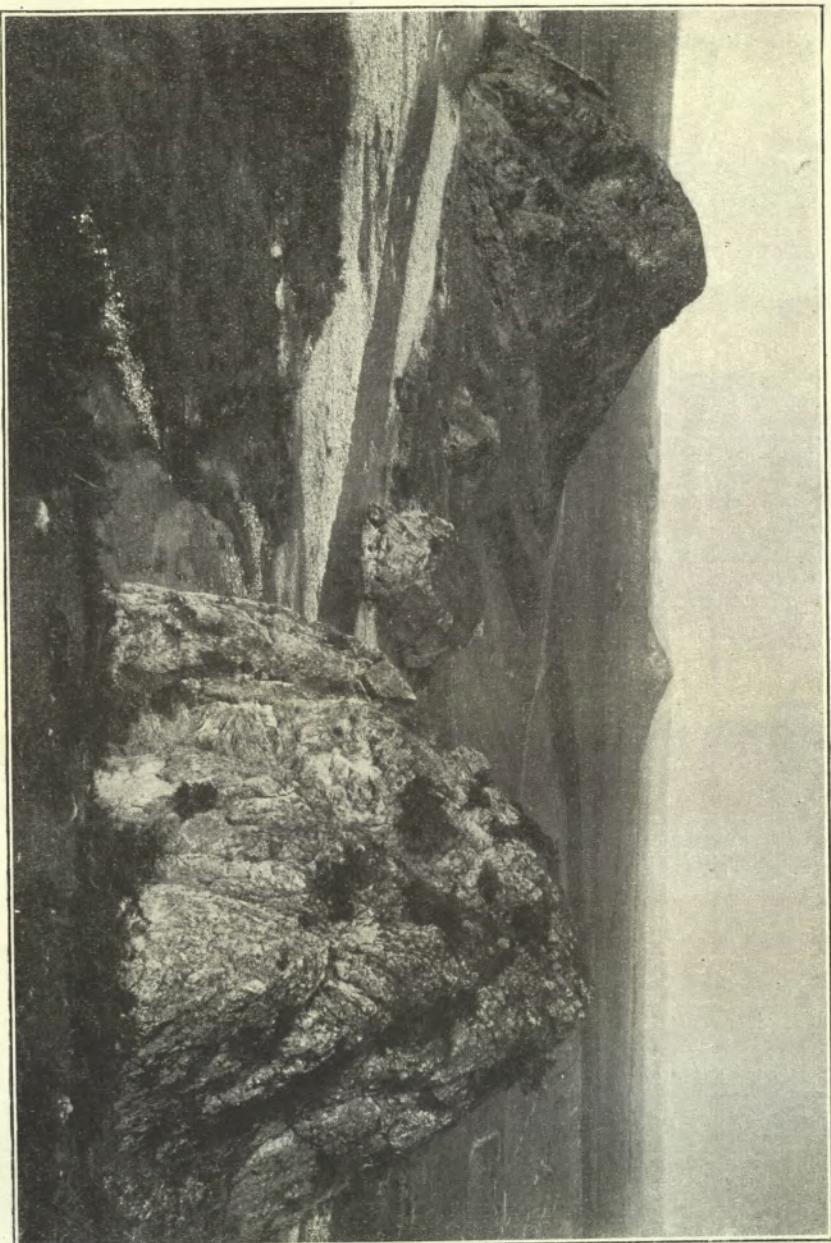


Fig. 165 Die aus Jurakalk bestehenden Klippen Cislowa Skalka und Bielska Skalka an der Bialka bei Krempeach (Ungarn) (nach einer Aufnahme von K. Divald, Eperjes). Die aus dem Schichtverbande gelösten harten Kalkmassen ragen inselartig aus den weichen Gesteinen der Umgebung auf, in die sie eingebettet sind.

struktion der tektonischen Verhältnisse eines Gebietes bisweilen schwierig und Irrtümer sind bei dem notwendigen Spiele der Phantasie kaum zu ver-

meiden. Deshalb ist die größte Sorgfalt der Beobachtung und Nüchternheit der Schlußfolgerungen dringend zu empfehlen und es muß vor einer leichtfertigen Spekulation gewarnt werden, die aus den auf der Erdoberfläche gewonnenen beschränkten Tatsachen durch allzu kühne Ergänzungen im Erdinnern und Luftlinien die sichtbaren Ruinen zu Luftschlössern ausbaut, die allzusehr den Stil des Bauherrn verraten. Denn vielfach ist von all den hohen Faltenzügen nicht viel mehr erhalten als der Grundriß, da die Abtragung alle Störungen der Erdrinde zu verwischen trachtet. Jede Verwerfung müßte sich im Terrain als Stufe bemerkbar machen, die aber durch

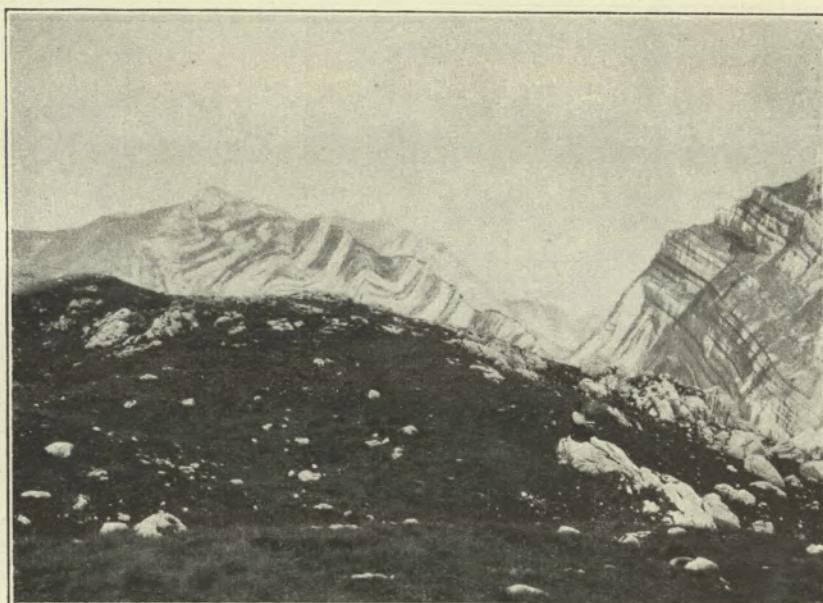


Fig. 166 Luftsattel (Antiklinaltal), Zeleni Pasovi, Montenegro (phot. A. Penther)

Abtragung ausgeglichen wird, so daß wir oft an einer Bruchlinie zwei verschiedene Schichten aneinander stoßen, ohne zu ahnen, daß ursprünglich vielleicht die eine Hunderte, ja Tausende von Metern höher gelegen war. Bei Überschiebungen treten ganz ähnliche Erscheinungen ein und wir können beide nicht unterscheiden, wenn wir nicht die Lage der Bewegungsfläche und die Aufeinanderfolge der Schichten kennen. In Decken werden Fenster erodiert und bei ihrer weiteren Zerstörung bleibt schließlich nichts übrig wie Klippen älteren Gesteins, die auf jüngerem schwimmen (Fig. 142). Die Erosion schneidet, der Sattellinie folgend, Täler ein, so daß der Scheitel entfernt wird und ein Luftsattel entsteht (Antiklinaltal, Fig. 166). Quertäler geben Profile, die oft den Kern der Falten bloßlegen und uns einen schönen Einblick in die Anlage des Gebirgsbaues erlauben, aber vielfach liefern uns nur beschränkte Schichtflächen oder zu Tage tretende Schichtköpfe (Fig. 167) einige Anhaltspunkte. Schließlich wird das

Relief eingeebnet und wir ersehen aus der einförmigen Fläche nicht mehr, daß wir über die Ruinen eines Hochgebirges schreiten (Fig. 168). Überfaltungen werden durch die Erosion in die Wurzelregion und die daraus hervorgegangenen ortsfremden Decken zerteilt (Fig. 169). Durch Überschiebung und Zusammenschub können abnorme Mächtigkeiten von Schichtgesteinen bewirkt werden, die nicht immer einwandfrei zu erkennen sind. Neben den erwähnten Deckklippen können sich ältere, meist festere Gesteinsmassen von beschränktem Umfange auch in anderer Weise über jüngere erheben und werden als Klippen bezeichnet. Sedimentations-



Fig. 167 Schichtköpfe bei Općina (Triestiner Karst) (phot. F. X. Schaffer). Der Blick ist im Streichen der nach rechts fallenden Schichten gerichtet.

oder Anlagerungsklippen sind solche, die vom Boden eines Gewässers aufragend von dessen Ablagerungen eingehüllt worden sind. Durchspießungsklippen sind bei tektonischen Bewegungen vom Untergrunde losgerissen und als Scherlinge in darüber liegende Schichten gepreßt worden (Fig. 165). Sind sie von geringerer Größe, werden sie als exotische Blöcke bezeichnet. Bei Deck- und Durchspießungsklippen sinken jüngere Gesteine unter ältere, während bei Sedimentationsklippen älteres Gestein unter jüngeres hinabtaucht.

So einfach und leicht verständlich die sichtbaren Grundlagen für die Lehre von den Störungen der Erdrinde sind, so schwierig ist ihre Deutung, da bei ihnen die ontologische Methode großenteils versagt. Bei Erdbeben können wir wohl die Bildung von Bruchlinien und daran stattfindende Verschiebungen der Rindenstücke beobachten, aber die geringe Bewegung loser

Massen der Oberfläche, die infolge Gleitung oder Pressung Falten bilden (vgl. Rutschungen), kann uns ebenso wenig wie Laboratoriumsversuche einen Einblick in die Mechanik der Faltungerscheinungen geben, da wir

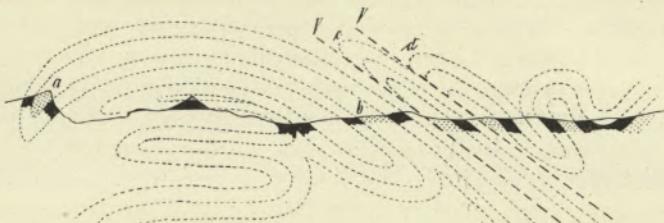


Fig. 168 Abgetragenes Faltenhochgebirge. Die ausgezogenen Linien zeigen an, wie weit eine Beobachtung des Baues möglich ist. Die punktierten Linien geben die Rekonstruktion der Falten. *a* Stirn einer Überfaltung; die weiter rechts sichtbare horizontale Lagerung ist keine ursprüngliche, sondern eine liegende Falte. Bei *b* folgen inverse und normale Lagerung aufeinander. Durch die Überschiebungen *V*, *V* entsteht eine Wiederholung der normalen Schichtfolge in *c* und *d* (Schuppenstruktur).

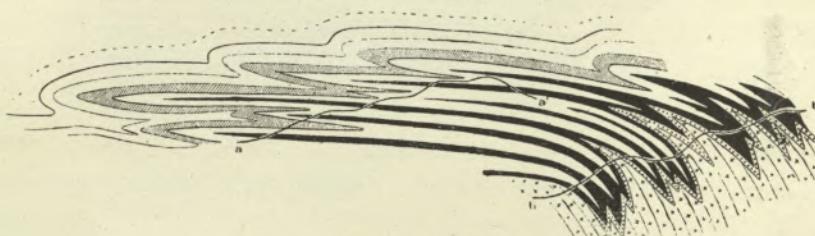


Fig. 169 Überfaltungsdecke im Profile des Mont Joly *a-a'* mit der Wurzelregion im Profile von Beaufort und des Sees de la Girotte *b-b* (nach M. Bertrand und E. Ritter)

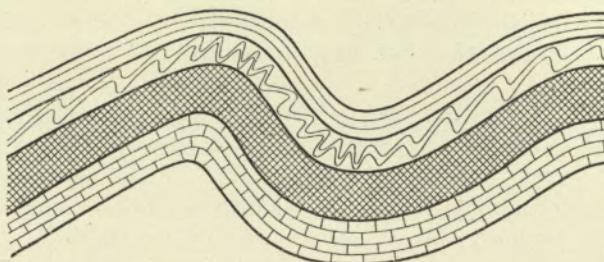


Fig. 170 Unharmonische Faltung

auch nicht annähernd im stande sind, die Verhältnisse der Natur nachzuahmen. Es ist verständlich, daß die Art der Störungen von der Beschaffenheit der Gesteine abhängig ist. Die Änderung der Stärke einer Schicht, der Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit ergeben eine Zone der Schwäche, wo sich Deformationen einstellen. Starre Schichten, wie Kalke oder Sandsteine, werden dem Drucke lang Widerstand leisten und erst auf

einmal nachgeben, wenn die Kraft diesen überwindet und Dislokationen und Falten von großer Amplitude, die oft gebrochen sind, bilden, während nachgiebiges Material, wie Schiefer, flüssig dem Drucke weicht und eine oft ins Kleinste gehende Fältelung aufweist. Dieser Gegensatz ist in der Natur überall zu sehen und macht sich bei einem Wechsel von Gesteinen verschiedener Druckfestigkeit und Plastizität übereinander sogar in den einzelnen Gesteinslagen bemerkbar, so daß fein gefältelte Schichten zwischen solchen liegen, die nur in große Falten gelegt sind (unharmonische Faltung, Faltungsdiskordanz) (Fig. 170).

Die Biegungen von Gesteinen, die wir in der Natur beobachten, haben uns gezeigt, daß diese einen gewissen Grad von Plastizität besitzen und zwar weisen oft sehr feste, spröde Gesteine ausgezeichnete Faltung auf. Versuche haben nun gelehrt, daß unter entsprechend hohem Drucke, bei



Fig. 171 Bruchlose Faltung in Tonschiefer

hoher Temperatur und Feuchtigkeit alle Gesteine, selbst die starrsten, wie Marmor und Glas, plastisch werden, wozu als wichtiger Faktor in der Natur noch die unermeßlich lange Zeit kommt, die bei den molekularen Umwandlungen, die damit verbunden sind, die größte Rolle spielt. Die chemischen, mineralischen und mechanischen Veränderungen, die Gesteine durch Druck erfahren, werden als *Dynamo*-, *Dislokationsmetamorphose* bezeichnet. Der Druck ist entweder der immer und überall herrschende der Schwerkraft oder der horizontale (tangentielle), dem wir die Faltenbildung zuschreiben. Jener wird naturgemäß besonders in den tieferen Erdschichten wirken und infolge der auflastenden Massen eine latente Plastizität aller Gesteine hervorrufen. Der Beginn dieser für verschiedene Gesteine wechselnd tiefen Zone wird im Minimum in 2 km, im Maximum in 20 km Tiefe verlegt. In ihr übersteigt die Belastung die Druckfestigkeit aller Gesteine. Ein orientierter Druck ruft hier eine Art Fließen des Gesteins hervor, das bruchlose texturelle Veränderungen im Gefolge hat. In tiefen Bergwerken und Tunnels (Simplon) hat man solche bruchlose Umformung von nachgiebigem Gesteine, wie Schiefern, beobachtet. Darnach wird auch eine Maximalhöhe der Gebirge der Erde mit etwa 9 km angenommen, über der ein Nachsinken durch plastisches Nachgeben der Basis erfolgen soll. Gesteine von

höherem Alter sind bei den Bewegungen der Erdkruste und der Auflagerung jüngerer Schichten viel eher in der Zone bruchloser Umformung gewesen als jüngere und sie zeigen daher öfters die dafür charakteristischen Kennzeichen. Die Stärke der einzelnen Bänke wechselt rasch, am Scheitel von Falten schwellen sie besonders an (Fig. 171), die Mittelschenkel sind verdünnt oder ausgequetscht, das Gestein ist gestreckt oder zusammengeneppt, oft wechseln die Gesteine schlierenartig, sind ineinander eingefaltet,

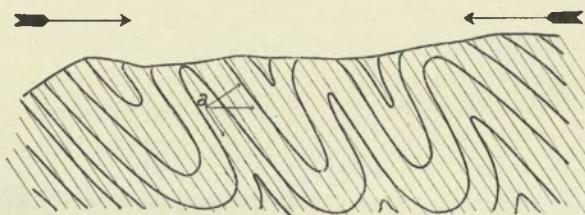


Fig. 172 Entstehung von Schieferung im Streichen von Falten durch Zerlegung der tangentialen Kraft. In den Schenkeln der Falten fällt Schieferung und ursprüngliche Schichtung zusammen, in den Scheiteln kann Griffelstruktur entstehen.



Fig. 173 Verzerrter Ammonitensteinkern in Schiefer; Schieferung und alte Schichtfläche fallen mehr minder zusammen.

durcheinander geknetet und fein gefältelt. Es entsteht **Schieferung**, auch **sekundäre, transversale, falsche Schieferung** genannt, das heißt, es bilden sich die Schichten oft quer schneidende ebene Spaltflächen, die im Streichen der Schichtfalten liegen, wobei die ursprüngliche Schichtung durch Farbenänderung, mineralische Zusammensetzung, Struktur usw. angedeutet bleibt. Das Gestein wird als geschiefert bezeichnet. Die Schieferung ist eine Ausweicherscheinung in der Richtung des geringsten Widerstandes, bei der sich die einzelnen Teilchen senkrecht zur Krafrichtung anordnen, wie Versuche mit plastischen Massen, denen Mineralschüppchen beigemengt waren, erwiesen haben. Da wir als Ursache der Schieferung hauptsächlich

den tangentiaLEN Druck ansehen müssen, ist die mehr minder vertikale Lage der Schieferungsflächen verständlich. Kann in der Fläche der Schichtung ein Ausweichen vor sich gehen, so zerlegt sich die tangentiale Kraft in zwei Komponenten, deren eine senkrecht zu dieser die Schieferung hervorruft (Fig. 172).

Kann das Ausweichen mehr nach einer Richtung erfolgen, werden die Gesteine gestreckt, es zeigt sich wohl Schieferung, aber die Spaltflächen sind von parallelen Furchen und Streckungsriefen bedeckt, so daß oft im Querschnitte eine Fältelung auftritt. Die gestreckten Fossilien (Fig. 173) zeigen uns auch, daß die Streckung in oder fast in der Schichtfläche erfolgt ist, da sie ja schon ursprünglich in ihr gelegen haben. Besteht eine Spaltbarkeit nach der Schichtung und den Schieferungsflächen, so bilden sich lange, prismatische Gesteinsstücke (Griffelstruktur). In Konglomeraten (aus Geröllen bestehend)



Fig. 174 Durch eine Kluft verworfenes und wieder verkittetes Gerölle



Fig. 175 Gestreckte Brüccie

den Gesteinen) werden die einzelnen Stücke durch den Druck parallel angeordnet, flach gedrückt und in die Länge gestreckt oder ganz ausgewalzt, so daß ihre Gestalt oft verwischt wird. Zuweilen werden sie zersprengt und verschoben (Fig. 174). Breccien (aus eckigen Bruchstücken bestehende Gesteine) zeigen Streckung der einzelnen Bestandteile (Fig. 175). Es entsteht in manchen Gesteinen eine faserig schieferige, holzähnliche Struktur, die schließlich in Fließstruktur übergeht, wie sie Massengesteine zeigen. Von der Stärke des Druckes, der Art seines (vielleicht plötzlichen) Angriffes und der Starrheit des Gesteins dürfte es abhängen, wenn dieselben Gesteine, die hier bruchlos umgeformt sind, dort von zahllosen Brüchen durchsetzt werden. Dies dürfte in den oberen Regionen der Erdkruste erfolgen, wo sich die Kraft freier entfalten kann und die Gesteine ihre natürliche Spröde zeigen (Fig. 176). Es tritt Zertrümmerung, oft völlige Zermalmung ein, wobei die Spalten durch Auskristallisieren von Mineralien (Quarz, Kalkspat usw.) wieder verkittet werden (Druck-, Reibungs-, Dislokationsbreccien, Mylonit). Es entsteht, wie bei Dolomiten,

Massengesteinen und anderen spröden Gesteinen, Kataklas-, Mörtelstruktur. Auf diese Weise erfolgt auch Biegung von Gesteinen durch geringe Bewegungen an den feinen Rissen (brüchige, *rupturelle* Umformung). Bei bruchloser Umformung geht neben diesen texturellen Veränderungen auch eine molekulare vor sich, ein Umkristallisieren oder Ummineralisieren (kristalloblastische Umwandlung), das bei der Metamorphose der Sedimentgesteine besprochen werden wird.



Fig. 176 Brüchige Faltung in Hornsteinkalken (nach einer Aufnahme von F. Wöhner)

Wenn die tangentiale Kraft einen Widerstand im Gesteine nicht überwinden kann, entstehen oft Trennungsflächen, exokinetische Lithoklasen, an denen keine Verschiebung der Gesteinspartien erfolgt ist (Diaklasen). Der seitliche Druck wird dabei oft in zwei Komponenten zerlegt, es treten darnach zwei Spaltsysteme auf, die einen wechselnden, häufig fast rechten Winkel einschließen (Fig. 41, 177). Auch eine oft nahezu horizontale Trennungsfläche, die von den Schichtflächen verschieden ist, stellt sich bisweilen ein (Bathroklaste). Es erfolgt eine unregelmäßige, oft aber eine sehr regelmäßige Zerlegung des Gesteins in polyedrische, plattiige, parallelepipedische, zylindrische oder kugelige Stücke.

Im Gegensatz zu den Diaklasen stehen die Paraklasen — Verwerfungen, Blattverschiebungen —, an denen eine Bewegung der Gesteinspartien stattgefunden hat. Wenn eine tangentiale Kraft das sich ihr entgegenstellende Hindernis überwältigt, so entstehen Paraklasen und Falten, wenn kein Nachgeben stattfindet, Diaklasen, *rupturelle* und plastische Umformung und Ummineralisieren.

Gebirgsschläge (Bergschläge) sind Formveränderungen des festen Gesteins, die langsam oder plötzlich, oft explosionsartig, in Aufschlüssen vor sich gehen. In Steinbrüchen bilden sich flache Wölbungen, die bersten. In Carrara schließen sich die Fugen über der Gesteinssäge, so daß diese oft festgeklemmt wird. Weichere Gesteine, wie Schiefer, werden nach der Entlastungsstelle gepreßt (blähendes, treibendes Gebirge),



Fig. 177 Durch Diaklasen begrenzte Schieferplatte

wodurch Stollen oft verdrückt werden. Bei größerem Drucke zeigen dies auch feste Gesteine. Die Sohle von tiefgelegenen Tunnels wölbt sich auf und diese müssen röhrenförmig ausgemauert werden. Platten- und schalenförmige Ausbrüche freigelegter Gesteinswände finden oft mit heftiger Zertrümmerung des Gesteins statt (knallendes Gebirge). Sprödes Gestein wird von zahlreichen Klüften durchsetzt (verrutscht). Kohle zerknistert unter Gasausbrüchen. Diese Erscheinungen sind zum Teil auf ursprüngliche Spannungen im Gesteine, also tektonischen Druck, auf Hangenddruck, molekulare Veränderungen chemisch-petrographischer Natur, physikalische Vorgänge usw. zurückzuführen, großenteils aber nur durch Überlastung freigelegter Gesteinspartien (Pfeilerbrüche) zu erklären.

Gehobene Gebirge

Durch die Störungen der Erdrinde, Senkungen, Hebungen, Faltungen, entstehen Erhebungen der Erdoberfläche, die wir als gehobene, tektonische Gebirge bezeichnen und zwar entweder Schollengebirge, deren Anlage nur durch Brüche bewirkt wird, die also als Horste aufragen oder Faltengebirge, die durch Aufwölbung von Schichten entstehen. Tafelländer, die aus ungestörten Schichten gebildet sind, werden durch Brüche zerteilt und bilden als Tafelhorste hauptsächlich die Schollengebirge. Faltungsgebirge werden vorwiegend aus Schichtgesteinen aufgebaut, wie wir es an allen jungen Hochgebirgen der Erde, den Alpen, dem Himalaja, den Kordilleren u. a. sehen. Sie können wieder durch Abtragung zerstört, eingeebnet, durch Brüche zerstückt werden und bilden

dann Rumpfgebirge, Faltenhorste, die von jüngeren Schichten diskordant überlagert und von einer späteren Faltung ergriffen, die Kerne neuer Hochgebirge werden, wie wir es bei den Alpen in verwickeltem Gebirgsbaue sehen (Fig. 178). Sie werden als Grundhorste bezeichnet, wenn nur die alten, gefalteten Gesteine erhalten sind und als Deck-



Fig. 178 Verhältnis der alten, autochthonen Masse des Mont Blanc zu den Faltendecken (nach E. Argand)

horste, wenn sie von horizontal gelagerten, jüngeren Schichten bedeckt sind. Massive oder Massen nennt man ausgedehnte Rumpfgebirge meist kristallinischer Gesteine, die als die Grundfesten der Festländer von jüngeren Faltungen nicht erfaßt werden konnten und diese hemmten und ihnen ihren Verlauf vorschrieben, wie z. B. das französische Zentralplateau,

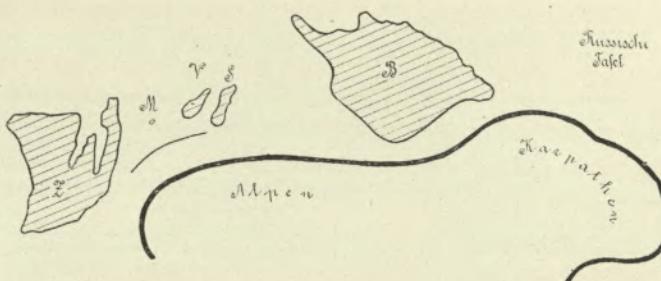


Fig. 179 Leitlinie der Alpen und Karpathen, bestimmt durch die alten Massen des französischen Zentralplateaus (Z), der Masse von Dôle (M), der Vogesen (V), des Schwarzwaldes (S), der böhmischen Masse (B) und der russischen Platte.

die böhmische Masse u. a. (Fig. 179). Grundhorste, die aus granitischen Gesteinen bestehen, bilden durch Abtragung Kuppengebirge mit runden, welligen Formen, sind sie aus steil aufgerichteten Schiefern, Quarziten und Kalksteinen aufgebaut, liefern sie Rückengebirge, in denen Kämme herausgenagt sind. Rumpfgebirge zeigen meist Mittelgebirgscharakter.

Man erkennt, daß Brüche und Falten nicht an den gleichen Stellen der Erdoberfläche auftreten, daß es Tafel- und Schollenländer gibt und die Rückengebirge auf wenige Linien beschränkt sind, über die im letzten Abschnitte noch Ausführlicheres gesagt werden wird. Der größte Teil der Erdoberfläche ist Tafelland. Wie wir sehen werden, ist jeder Teil der Erdrinde einst gefaltet gewesen, aber die Falten sind abgetragen, ein-

geeignet worden und weite Gebiete sind seit alter Zeit nicht mehr von Faltungen ergriffen worden, wie der nordöstliche Teil Nordamerikas mit Grönland, Finnland und seine Umgebung, Brasilien, Afrika südlich vom Atlas mit Arabien und Dekhan, ein großer Teil Sibiriens (Angaraland) und Australien (vgl. Fig. 479).

Die jungen Faltengebirge besitzen meist langgestreckte Gestalt und mehrere parallele Ketten (Kettengebirge), die durch Längstäler getrennt sind. Von den Miniaturgebirgen, die das tertiäre Hügelland des Montferrat in Oberitalien bilden, bis zu den fast 9 km aufragenden, über 2000 km langen Hochketten des Himalaja finden sich unter ihnen alle Übergänge. Sie zeigen entweder asymmetrische Anlage, mehrere Faltenzüge aus gleichen Schichten aufgebaut (Jura, Fig. 180) oder symmetrische, bei der eine axiale Zentralzone aus alten Gesteinen beiderseits von aus jüngeren Schichten gebildeten Zügen begleitet wird (Ostalpen, Fig. 181). Man muß die durch die Gesteinsbeschaffenheit bedingte Anlage eines Ge-



Fig. 180 Profil durch das Überschiebungsgebiet des nordschweizerischen Kettenjura (nach Mühlberg und Steinmann aus G. Steinmann)

birges von seinem Baue (Seite 129) unterscheiden, der von den gebirgsbildenden Vorgängen abhängt. Der Verlauf eines Gebirges ist geradlinig, wie der der Pyrenäen oder des Kaukasus oder bogenförmig gekrümmt, wie es bei den Karpathen besonders auffällig der Fall ist. Dies hängt wohl vor allem davon ab, wie sich die tangentiale Kraft entfaltet, ob sich ihr feste Massen entgegenstellen, die sie nicht bewegen kann. So sieht man die Alpen an der alten, starren Scholle der böhmischen Länder aus der West-Ostrichtung in die nordöstliche übergehen, um sie herumschwenken, worauf sich in den Karpathen wieder eine östliche Richtung einstellt, die sich weiter bogenförmig krümmt (Fig. 179). Wenn sich einer Faltung ein Widerstand entgegensestellt, können die Falten gestaut werden, sie werden eng aneinander gepreßt, überstürzt, zerrissen und überschoben. Ein schönes Beispiel dafür ist das Branden der Falten des Schweizer Jura am Schwarzwalde (Fig. 180). Die einseitige Anlage und der bogenförmige Verlauf von Faltengebirgen haben dazu geführt, einen einseitig orientierten Druck (Schub) anzunehmen, der in dieser Richtung die Falten überschlagen und Überschiebungen bewegt hat. Aber ein Druck auf eine im Verbande befindliche Scholle der Erdrinde wird stets einen Gegendruck auslösen, so daß einseitiger Schub mechanisch unmöglich ist. Eine bewegte Erdscholle wird stets eine Pressung wie zwischen den zwei Backen eines Schraubstockes erfahren und die Neigung der Faltenachsen, der Überfaltungen, wird von der Gesteinsbeschaffenheit, der Mächtigkeit, Festigkeit, Lagerung der Schichten u. dgl. abhängig sein. Früher hat man von Rückfaltung ge-



Fig. 181 Schematischer Durchschnitt des mittleren Teiles der Ostalpen nach der Deckentheorie (nach V. Uhlig aus F. Heritsch). Zeigt, wie die nördlichen Zonen der Alpen aus den südlichen, als ihren Wurzeln, hervorgegangen sein sollen. Symmetrische Anlage der Zonen zu beiden Seiten der Zentralzone (Z)

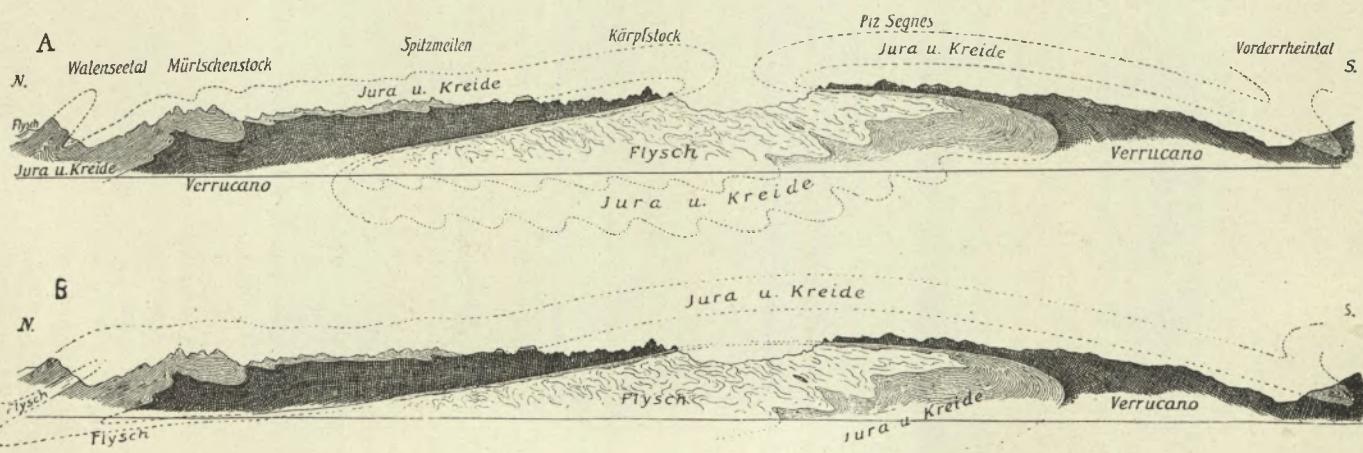


Fig. 182 Querprofil durch die Glarner Überfaltungsregion nach der Deutung als Doppelfalte nach A. Heim
Fig. 183 Dasselbe Profil nach der neuen Auffassung als Überfaltungsdecke nach M. Lugeon (beide aus G. Steinmann)

sprochen, wenn eine Falte entgegen der angenommenen Hauptrichtung geneigt lag. Fächersättel und -mulden zeigen diese entgegengesetzte Faltung. Auch Überschiebungen sind daher keine sicheren Anhaltspunkte für die Richtung der bewegenden Kraft, da sie als Unterschiebungen in entgegengesetzter Richtung gedeutet werden können.

Als eine solche Rückfaltung war zuerst die sogenannte Glarner Doppel-falte (Fig. 182) angesehen worden, in der eine Überfaltung von N und S aus angenommen worden ist. Später hat man aber erkannt, daß dies eine durch Abtragung zerteilte Überschiebungsdecke ist (Fig. 183). Diese Erkenntnis hat dazu geführt, für die Alpen Überschlagung von Falten und daraus sich ergebende Faltendecken in wiederholter Überlagerung und in größtem Maß-stabe anzunehmen, durch die Gesteinsschichten von weither als wurzellose (sich nicht in die Tiefe fortsetzende) Schubmassen transportiert worden seien (Fig. 181). Aus 100 km Entfernung und darüber sollen sie von Süden her über die Zentralzone geschoben worden sein, so zwar, daß die jüngsten Decken am weitesten nach Norden bewegt worden sind. Man hat so eine ganze Anzahl solcher Decken und Teildecken in den Nordalpen unterschieden, die verschiedene Ausbildung der Gesteine zeigen und verschiedenes Alter besitzen und deren autochthone (wurzelnde, d. h. am Orte ihrer Ablagerung ruhende) Reste (Wurzeln) in den Südalpen liegen sollen. Wenn auch durch diese großzügige Deckentheorie viele Erscheinungen im Baue der Alpen und anderer Gebirge befriedigend erklärt werden können, so verhält sich ein großer Teil der Forscher ihr gegenüber noch zuwartend und eine heftig einsetzende Gegenströmung wird die gesunden Erkenntnisse heraus-lesen und zu einem bleibenden Gewinne für die Wissenschaft machen.

Da nach Zehnern von Kilometern messende Vorwärtsbewegungen von Schollen allgemein anerkannt werden, so dreht sich die Streitfrage noch darum, ob diese Erklärung auf Hunderte von Kilometern ausgedehnt werden kann, wobei freilich eine oftmals wiederholte Bewegung den Vorgang erleichtert haben mag.

In vielen anderen jungen und alten Faltengebirgen hat man große Überschiebungen festgestellt, wie z. B. im skandinavischen Hochgebirge, wo eine 1800 km lange, 140 km breite und 1500 m mächtige Scholle älterer Gesteine über das Silur geschoben sein soll, die 380 km lange Überschiebung des Kohlenkalkes und des Devons über das flözführende Kohlengebirge zwischen dem französischen Kanal und Aachen, die 200 km lange auf 16 km erfolgte Überschiebung vorkambrischer Gesteine über jüngere in Nordschottland u. a. Schweremessungen haben gezeigt, daß das Vorland und die Faltungszone Massendefizite, die Innensenken des Rücklandes einen Schweretiberschuß aufweisen. Diese noch im Anfangsstadium befindlichen Untersuchungen haben bisher für die Deckentheorie nicht günstige Ergebnisse gezeitigt.

Wenn ein altes, gefaltetes Stück der Erdoberfläche wieder von einer Faltung ergriffen wird, kann dies in ganz oder fast gleicher Richtung erfolgen oder es kann die neue Faltungsrichtung schräg oder senkrecht zur alten liegen. So sehen wir in Europa die Falten wiederholter Faltungs-perioden unter verschiedenem Winkel aneinander gepreßt. Dabei ist die Richtung des Schubes mehr minder stets meridional gerichtet gewesen, aber

das von der Faltung ergriffene Gebiet hat sich immer wieder nach S verschoben. Auch bei jungen Faltengebirgen findet sich bisweilen eine Querfaltung (Faltendurchkreuzung), die zeigt, daß die sogenannte Richtung des Zusammenschubes hauptsächlich von der Beschaffenheit des Stücks der Erdrinde abhängt. Im großen kreuzen aber Faltenzüge einander selten, da gefaltete Stücke der Erdrinde wohl als festere Schollen der Faltung einen größeren Widerstand entgegensezten.

Die Bildung von Brüchen hat uns gelehrt, daß Spannungen in der Erdrinde bestehen, die plötzlich ausgelöst werden und zwar sind sie auf Zerrungen wohl meist in zentripetaler Richtung durch die Schwerkraft wie bei einem einbrechenden Gewölbe oder auf Druck in zentrifugaler oder tangentialer Richtung zurückzuführen, der zum Teil als Drehung (Torsion) wirken kann. Falten können nur durch seitlichen Druck entstehen. Die seltenen Aufwölbungen durch lakkolithische Intrusionen treten ganz in den Hintergrund. Faltung bedeutet eine Verschmälerung eines Streifens der Erdrinde und setzt eine gewisse Plastizität voraus. Für die Alpen, die heute



Fig. 184 Bestimmung der Faltungstiefe aus der Amplitude der Faltung und der Verkürzung des Streifens der Erdrinde. $a+b$ ursprüngliche Breite des Streifens, a dessen Breite nach der Verkürzung, b Verkürzung, c mittlere Erhebung, d Störungstiefe

150 km breit sind, wird nach den alten Faltungstheorien eine einstige Breite des Streifens von zirka 270 km, nach der neuen Ansicht, die die Alpen aus großen Decken aufgebaut annimmt, von 600 bis 1200 km berechnet. Der heute 17 km breite Schweizer Jura soll einst 22 km breit gewesen sein. Die europäischen und nordafrikanischen Falten haben darnach eine Verkürzung des Erdumfanges um 2700 km, des Erdhalbmessers um 573 km zur Voraussetzung.

Nach dem oft bogenförmigen Verlaufe von Faltengebirgen ist angenommen worden, daß sie vorgeschoben sind und eine Verlängerung eines Rindenstreifens eingetreten ist. Aber dies ist wohl irrig. Die Bogenform zeigt nur die Grenze des nachgiebigen Rindenstückes an, wo die faltende Kraft erlahmte. Wenn die vertikale Amplitude einer Faltung, also die Hebung eines Rindenstreifens, bekannt ist, kann man aus der herbeigeführten Verschmälerung die Tiefe berechnen, in die die Faltung reicht. Fig. 184 stellt ein gefaltetes Rindenstück von 75 km Länge und 1 km mittlerer Erhebung vor. Wenn man weiß, daß die Verkürzung ein Viertel der ursprünglichen Breite des Streifens der Erdkruste beträgt, so ergibt sich, daß eine Gesteinsmasse von einer ursprünglichen Mächtigkeit von 3 km zusammengepreßt worden ist, wobei die Fläche $(a+b) \times d$ gleich sein muß $a \times (c+d)$. Wenn daher die Erhebung durch Faltung bekannt ist, wird die Störung um so tiefer greifen, je geringer die Verkürzung ist und die stark verschmälerten Rindenstreifen der jungen Faltengebirge weisen daher auf sehr geringe Tiefe der Deformierung. Nimmt man in dem angeführten Beispiele die einstige Breite der Alpen zu 270, beziehungsweise 1200 km, die heutige

zu 150 km und die ursprüngliche Erhebung mit 10 km an, so reicht im ersten Falle die Störung $12\frac{1}{2}$ km, im zweiten nur $1\frac{1}{2}$ km tief, d. h. daß nach der Deckentheorie nur überaus dünne Stücke der Erdrinde bewegt werden. Sicher ist man im Irrtume, wenn man für die Appalachen 32 und für die Cascades 375—1500 englische Meilen Störungstiefe annimmt.

C. Erdbeben

Die furchtbarste Äußerung der inneren Erdkräfte gegen die Erdoberfläche sind die Erdbeben. Schon ihr rein psychologischer Eindruck auf die Bevölkerung des von ihnen heingesuchten Landes ist meist der denkbar tiefste, so daß nur allzuoft Wahnsinnsfälle auftreten. Die Menschen sehen den Erdboden, der ihnen in Gegenden, wo diese Naturerscheinungen zu den selteneren gehören, der Inbegriff der Ruhe und Verlässlichkeit gewesen ist, unter ihren Füßen schwanken, in Bruchteilen von Sekunden werden Tausende von Leben, wird all ihr Besitz von einer feindseligen Macht vernichtet, die ihnen unbekannt ist, vor der es keine Warnung und kein Entrinnen gibt und die alle Verheerungen in noch viel schrecklicherem Maße vereint, die andere feindliche Elemente hervorrufen können. Die größten Verluste an Menschenleben und Eigentüm durch entfesselte Naturgewalten sind durch Erdbebenkatastrophen verursacht worden. Das Interesse, das die Wissenschaft diesen Erscheinungen entgegenbringt, wird also durch die große wirtschaftliche Gefahr gefördert, die sie für manche Kulturländer bilden und unterstützt durch die Erfindungen der Technik, ist man gerade in den letzten Jahren, wohl auch gemahnt durch die sich mehrenden Katastrophen, daran gegangen, die Natur der Erdbeben genauer zu studieren. Besonders in jenen Ländern, die am schwersten unter Erderschütterungen zu leiden haben, ist durch ein ausgedehntes Netz von Erdbebenstationen ein großes Beobachtungsmaterial zusammengetragen worden.

Es ist begreiflich, daß in der Vorzeit die Erdbeben stets auf übernatürliche Ursachen, besonders auf das Eingreifen von Göttern, Dämonen und Riesen zurückgeführt worden sind, wie es heute noch Glauben bei primitiven Völkern ist. Nach Homer und Virgil liegt der Riese Typhoeus unter Ischia, nach Ovid unter dem Ätna begraben. Vielfach werden Tiere als Erreger der Erdbeben angesehen. Daß die sibirischen Eskimos in der Erde wühlende Mammute dafür verantwortlich machen, ist wohl darauf zurückzuführen, daß sie die fast unveränderten Kadaver dieser Tiere im gefrorenen Boden antreffen. Bei anderen Völkern spielen Schlangen, Schildkröten, der sagenhafte Leviathan oder ein anderer Riesenfisch diese Rolle und die nordische Sage nennt die Midgarschlange als Ursache. Die alten Philosophen haben je nach ihrer neptunistischen oder platonistischen Weltanschauung das Wasser oder das Feuer des Erdinnern als Ursache angesehen und auch die bis in die jüngste Zeit verfochtene Ansicht, daß die Beben durch Einsturz von unterirdischen Hohlräumen entstünden, findet sich schon in alter Zeit.

Unter Erdbeben verstehen wir Erschütterungen des Erdbodens, deren Entstehung in Energieäußerungen des Erdinnern gelegen ist. Es können

als solche auch Erderschütterungen gedeutet werden, die durch eine ferne Explosion oder durch einen Bergsturz erfolgen oder die ein schwerer Wagen auf unebenem Pflaster hervorruft, solange die Veranlassung unbekannt ist. Aber solche der Oberfläche der Erde angehörige Ursachen werden naturgemäß ausgeschaltet und nur zu experimentellen Vergleichen herangezogen. Die Erdbebenlehre oder Seismologie ist also die Wissenschaft, die sich mit der Erforschung der gegenwärtigen natürlichen Bewegungen der Erdrinde befaßt. Es werden dazu auch die sogenannten Seebeben gerechnet, die in der Wasserhülle durch ähnliche Kraftäußerungen hervorgerufen werden.

Auch durch exogene, nicht der Erdfeste angehörige Kräfte werden, wenn auch geringe, Bewegungen der Erdrinde hervorgerufen, wie durch starke Luftdruckschwankungen (Stürme), durch Temperaturänderungen über weite Teile der Oberfläche (meteorologische Ursachen), durch die Anziehungskraft von Sonne und Mond in verschiedener Konstellation (Erdgezeiten) und durch die davon abhängige Gezeitenbewegung (Ebbe und Flut) (astronomische Ursachen). Aber diese Bewegungen fallen nicht in den Wirkungskreis der Erdbebenforschung. Sie werden als Bodenunruhen, Pulsationen bezeichnet, die die empfindlichen Apparate fortwährend verzeichnen. Auch astronomische Beobachter merken die Unfestigkeit des Standpunktes ihrer Apparate.

Nach der Erscheinungsform unterscheidet man: bradyseismische Bewegungen, die in langsamem, schwer meßbaren Niveauverschiebungen bestehen (Ursachen: Anziehung von Sonne und Mond, Schwankungen der Temperatur und des Luftdruckes, tektonische Bewegungen der Erdrinde) und tachyseismische Bewegungen, die in mikroseismische (nur instrumentell nachweisbare) Störungen, zu denen auch die durch Wind, Luftdrucksänderungen, Wellenschlag des Meeres, menschlichen Verkehr usw. bewirkten gehören und makroseismische (echte, mit den Sinnen wahrnehmbare Erdstöße) eingeteilt werden.

Einteilung der Erdbeben

Die Erdbeben werden nach ihrer Ursache eingeteilt in vulkanische Beben, Einsturzbeben und Dislokationsbeben. Von diesen stehen die ersten beiden im allgemeinen an Häufigkeit, Stärke und Ausdehnung des Schüttergebietes den letzteren gegenüber weitaus nach. Überdies sind die Übergänge zwischen diesen Gruppen so völlig und in vielen Fällen Unterscheidungen so schwierig, daß diese Einteilung im Grunde genommen theoretisch erscheint.

Vulkanische Beben sind Begleiter vulkanischer Erscheinungen und werden anscheinend durch die Stöße verursacht, die die entweichenden Gase gegen die feste Erdrinde austreiben. Sie bilden oft die Vorläufer einer Eruption, wenn der Druck der Gase noch nicht die Obstruktion im Krater entfernen konnte und setzen sich noch fort, wenn nach der Eruption infolge Nachlassens des Druckes frühere Spannungen ausgelöst werden. Doch finden sie im allgemeinen mit der Eruption ihr Ende. Die meist schwächeren

Erschütterungen sind örtlich auf die Umgebung des Vulkans beschränkt. Sie treten bisweilen lange Zeit vor einem Ausbrüche auf, wie z. B. 16 Jahre vor der Eruption des Vesuv vom Jahre 79 n. Chr., der bis dahin als erloschener Vulkan betrachtet worden ist. Viele Eruptionen gehen ohne Beben vor sich, wenn man nicht die geringen Erschütterungen dazu rechnen will, die der Vulkan selbst bei sehr mäßiger Aktivität zeigt.

Wenn die vulkanische Tätigkeit nicht die Erdoberfläche erreicht, wenn sich ihre Vorgänge also im Erdinnern abspielen, so können auch Beben hervorgerufen werden, die als *kyptovulkanische Beben* bezeichnet werden. Zu diesen muß man vielleicht die Katastrophen rechnen, die wiederholt und zuletzt im Jahre 1883 die vulkanische Insel Ischia heimgesucht haben, auf der 1302 der letzte vulkanische Ausbruch stattgefunden hat. Aus der Natur der Lakkolithen und anderen Intrusionen geht hervor, daß sie die Ursache von Beben sein können. Die vulkanischen Beben werden auch als *magmaatisch* bezeichnet.

Durch den Zusammenbruch unterirdischer Hohlräume, die durch Veränderungen im Gefüge der Erdfeste, wie durch Auslaugung löslicher Mineralstoffe, Zusammenziehung von Magmen usw., entstehen, können Erschütterungen der Erdoberfläche stattfinden (*Einsturzbeben*). Es wird gezeigt werden, daß besonders durch Lösungsvorgänge große, weite Höhlen geschaffen werden können, aber meist wird doch nur eine Lockerung des Gefüges, ein Durchsetzen mit feinen Kanälen und Poren und eine Spannung des Hangengebirges und im Gefolge ein Nachsitzen eintreten. Der Nachbruch erfolgt entweder allmählich oder plötzlich, wobei natürlich die Kraftäußerung stärker ist. Erreicht der Nachbruch die Oberfläche, so entstehen Vertiefungen, *Einsturzdolinen*, *Pingen*, *Erdfälle*. Oft sind künstliche Ursachen, wie zusammenbrechende Bergwerksstrecken, an solchen Einstürzen schuld.

Wie schon aus der Natur der Einsturzbeben hervorgeht, sind sie meist örtlich beschränkt, von kurzer Dauer, doch wirken sie bisweilen sehr zerstörend. Vorherrschend sind sie aber von geringer Stärke. Damit in Verbindung treten heftige Schallphänomene (*Detonationen*, *Knalle*, *Donner*) auf.

Früher hat man auch weitausgedehnte Beben durch Einsturz großer Hohlräume erklären wollen, aber es ist schwer, sich so bedeutende Höhlungen vorzustellen, deren Gewölbedrücke die Gesteine Widerstand leisten könnten.

Einsturzbeben werden ihrer Natur nach oft kaum von den *Störungs-, Dislokations- oder tektonischen Beben* zu trennen sein. Diese sind weitaus die wichtigsten und zeichnen sich durch Häufigkeit, Größe des Schüttergebietes und Dauer aus. Sie werden durch die Bewegungen verursacht, die die feste Erdrinde infolge innerer Gleichgewichtsstörungen ausführt. Dadurch treten Verschiebungen einzelner Teile ein, die also als gegenwärtige gebirgsbildende Vorgänge angesehen werden müssen und, wenn sie auch an sich unbedeutend oder sogar unmeßbar klein sind, doch durch Summierung alle jene gewaltigen Schichtstörungen erklären, die wir auf der Erdoberfläche beobachten. Fast in jedem Aufschlusse sehen wir mehr minder vertikale Klüfte das Gestein durchsetzen und auch oft das Gefüge von allerfeinsten Sprüngen beherrscht (*Kataklasstruktur*), die

im Wesen nichts anderes sind wie die Verwerfungen mit Tausenden von Metern Sprunghöhe, die wir messen können, die Überschiebungsfächen, die wir über weite Strecken überblicken und die wirren Faltenbündel, aus denen manche Gebirge bestehen. Die Spannungen der sich in Größe und Gestalt verändernden Erdfeste dauern fortwährend an, die Schwerkraft beherrscht jeden Teil der Erdrinde, der sie durch Massenverschiebungen die ideale Kugelform zu geben bestrebt ist und von der Oberfläche her finden Einwirkungen statt, die dort vor sich gehende Massenverlegungen infolge Abtragung und Auflagerung hervorrufen, so daß also stets unendlich viele Ursachen vorhanden sind, an irgend einem Punkte der Erdrinde eine Störung des Ruhezustandes herbeizuführen, der nach dem Gesagten ganz labil ist. Die Erde unter unseren Füßen ist also nicht der Hort der Festigkeit und Sicherheit, wie sie auf den ersten Blick erscheint, sondern im Gegenteile fortwährenden Veränderungen unterworfen. Sie ist ein Trümmerwerk von Erdschollen, das Ergebnis dieser Störungen, die in unendlicher Zahl ihre Rinde anscheinend regellos zerteilen. Wenn diese auch nicht immer an die Erdoberfläche treten, so bewirken sie, wie langsam sie auch fortschreiten mögen, Erschütterungen, die sich dort fühlbar machen.

Vulkanische und tektonische Beben sind sehr innig miteinander verbunden und man hat daher geglaubt, daß gerade die größten Dislokationsbeben im Innern der Erde so tief begründet sind, daß sie Tiefen entstammen, über deren Aggregatzustand wir ganz ununterrichtet sind und in die wir den Herd vulkanischer Eruptionen verlegen. Es wurde daher von manchen Forschern mit Recht angenommen, daß Vulkanausbrüche nicht Ursache der Erdbeben, sondern mit ihnen Folge unterirdischer Verschiebungen sind, die den Weg für das empordringende Magma öffnen. Ursache und Wirkung sind bei diesen Vorgängen schwer zu unterscheiden und es dürfte eine Zwischenform zwischen beiden Bebenformen bestehen, die *vulkanisch-tektonischen Beben* oder *Spannungsbeben*, bei denen Spannungen des Magmas zur Auslösung gelangen. Diese Beben haben wohl ihren Herd an der Grenze der starren Erdkruste und hängen mit den Bewegungen zusammen, die wir auf die großzügigsten Veränderungen der Gestalt der Erde zurückführen.

Erdbebenherd, Bebenwellen, Schüttergebiete, Erdbebenlinien

Man nimmt an, daß die Erdbeben von einem unterirdischen Herde, dem *Hypozentrum*, ihren Ausgang nehmen und daß infolge Reibung der bewegten Schollen die benachbarten Gesteinspartien in elastische Schwingungen versetzt werden, die sich allseitig in Kugelwellen fortpflanzen und auf der Oberfläche als Erschütterung bemerkbar machen (Fig. 185). Diese Kugelwellen sind wegen der Zunahme der Dichte nach dem Erdinnern und wegen der dadurch bedingten wachsenden Fortpflanzungsgeschwindigkeit exzentrisch. Dadurch wird der *Stoßstrahl*, das ist die auf die Kugelflächen der Wellen senkrecht stehende Linie, die den Weg der Fortpflanzung der seismischen Erregung im Innern anzeigt, konvex gekrümmmt. Es

gehen vom Hypozentrum zwei verschiedene Arten von Wellen aus: 1. Longitudinalwellen, die die größte Fortpflanzungsgeschwindigkeit (scheinbare Fortpflanzungsgeschwindigkeit, an der Erdoberfläche gemessen, $7-13.3$ km pro Sekunde je nach der Tiefe) besitzen. Sie treffen einen Ort zuerst und sind die ersten Vorläufer eines Bebens. Die zweite Art sind Transversalwellen, die $4-7.3$ km scheinbare Geschwindigkeit besitzen; sie bilden die zweiten Vorläufer. Wo diese Wellen

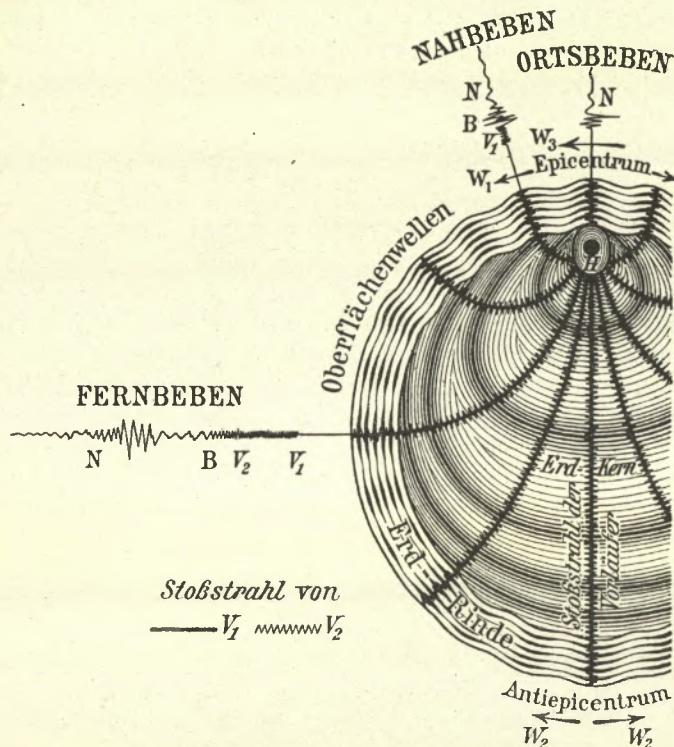


Fig. 185 Schematische Darstellung der Fortpflanzung der seismischen Wellen und ihres Erscheinens im Seismogramm (nach A. Sieberg). H Hypozentrum, V₁ die ersten, V₂ die zweiten Vorläufer, B lange Wellen des Hauptbebens, N Nachbeben, W₁, W₂, W₃ Oberflächenwellen erster, zweiter, dritter Ordnung

die Oberfläche senkrecht treffen (Epizentrum), erscheint die Erschütterung von unten nach oben gerichtet, stoßförmig (sukkessorisch).

Vom Epizentrum gehen nun nach allen Seiten in sich erweiternden Kreisen transversale Oberflächenwellen aus, die allmählich schwächer werden. Sie haben nur etwa 3.4 km mittlere Geschwindigkeit. Die Erschütterungen erscheinen hier wellenförmig, undulatorisch. Diese Wellen lösen die größten Schwingungen aus und verursachen das Hauptbeben.

Die Oberflächenwellen (Wellen erster Ordnung, W₁-Wellen) nehmen vom Epizentrum allseitig an Stärke ab, nach Zurücklegung des

Erdmeridianquadranten vom Ausgangspunkte gegen den antipoden Punkt (Antiepizentrum) infolge Drängung der Energie auf eine kleinere Fläche wieder zu. Doch ist die Energie dort nur mehr ein geringer Bruchteil (zirka der 490. Teil) der ursprünglichen. Vom Antiepizentrum fließen nun die Wellen zum Ausgangspunkte zurück (Wellen zweiter Ordnung,

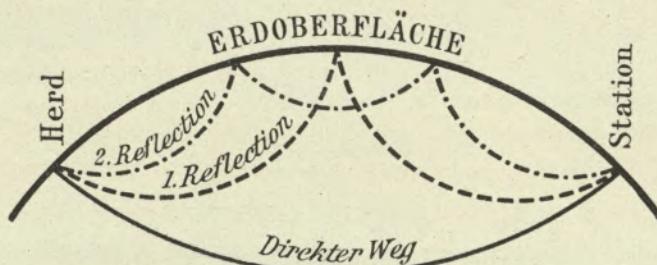


Fig. 186 Reflexion der Vorläuferwellen (nach E. Wiechert aus A. Sieberg)

W_2 -Wellen). Dieser Vorgang kann sich so oft wiederholen, bis die Energie verbraucht, d. h. in eine andere Form, z. B. Wärme, übergeführt ist. Selten hat man aber Wellen der dritten Ordnung (W_3 -Wellen) beobachten können.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß die einzelnen Wellenarten in um so größeren Abständen an einem Punkte eintreffen werden, je weiter dieser

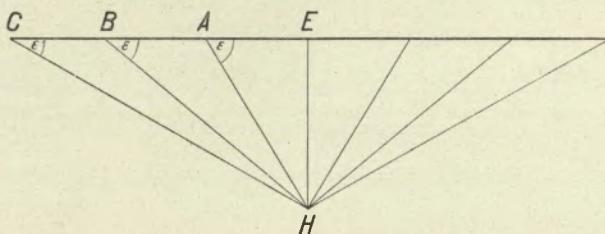


Fig. 187 Emergenzwinkel (ε), H Hypozentrum, E Epizentrum, A , B , C Punkte der Erdoberfläche

vom Epizentrum entfernt ist. Wir können also aus der Länge der einzelnen Phasen der Erschütterung die Entfernung des Epizentrums berechnen. Die durch das Erdinnere gehenden Strahlen der Vorläufer werden an den dichten Massen total reflektiert und diese reflektierten Wellen gelangen wieder an die Erdoberfläche und komplizieren das Bild der Erschütterung (Fig. 186).

Die Tiefe des Herdes, die Zentraltiefe, ist gegenwärtig noch nicht exakt zu bestimmen, sondern nur zu schätzen. Früher hat man aus den Sprüngen von Gebäuden auf die Richtung des Stoßes geschlossen, indem man annahm, daß sich diese senkrecht zur Stoßrichtung bilden. Aus mehreren von ihnen glaubte man den Sitz des Herdes konstruieren zu können. Aber die Risse im Mauerwerke sind von so vielen Zufälligkeiten, besonders von dessen Konstruktion, der Lage der Öffnungen usw., abhängig, daß man

diese Methode nur ganz unzuverlässig anwenden kann. Aus der Zeit des Eintreffens der Erdbebenwellen an verschiedenen Orten, aus ihrer Intensität und dem Winkel, unter dem der Stoßstrahl die Erdoberfläche trifft (Emergenzwinkel), hat man die Herdtiefe zu berechnen gesucht, doch sind alle diese Wertbestimmungen nicht über rohe Versuche hinausgekommen (Fig. 187). Man verlegt nach diesen Untersuchungen den Herd in sehr verschiedene Tiefen, die 100 m, aber auch 100 km und mehr betragen sollen. Doch sind diese Zahlenwerte recht problematisch. Im allgemeinen kann man sagen, daß heftige Beben, die einen engen Verbreitungsbezirk haben, aus geringer Tiefe stammen. Vulkanische und Einsturzbeben besitzen meist eine geringere Herdtiefe.

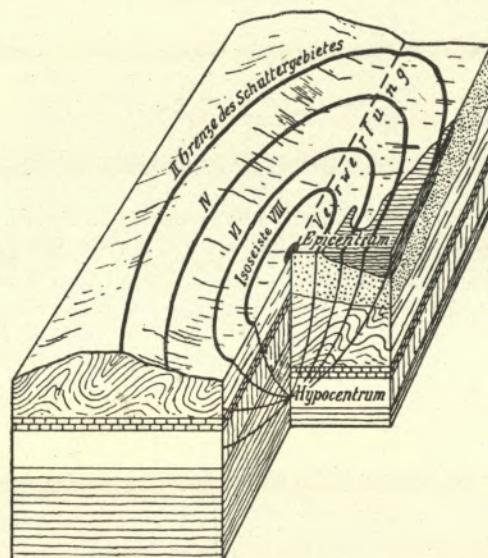


Fig. 188 Modell zur Veranschaulichung der Entstehung eines tektonischen Erdbebens und der wichtigsten seismologischen Begriffe (nach A. Sieberg). Die römischen Zahlen geben die Stärke des Bebens nach der zwölfstufigen Skala.

Der Herd ist nicht, wie man früher angenommen hat, ein Punkt, sondern flächenhaft, entsprechend den Störungsfächen, die oft sehr stark geneigt sind. Dies verändert noch mehr das ideale Bild, das wir uns von dem Verlaufe der Wellen gemacht haben. Da wir in größerer Erdtiefe infolge des Druckes plastische Umformung der Gesteine annehmen, kann der Herd von Dislokationsbeben nur in der oberflächlichen starren Rinde liegen, für die eine Stärke von 20 km ermittelt worden ist.

Das Gebiet der Erdoberfläche, in dem eine Erderschütterung nachgewiesen werden kann, heißt das Schüttergebiet (Fig. 188, 189). Seine Ausdehnung ist sehr wechselnd; oft ist es sehr eng begrenzt, wie z. B. bei dem Erdbeben von Ischia, das schon in dem nur 30 km entfernten Neapel nicht mehr verspürt wurde, trotzdem es lokal eine große Intensität besessen hat. Manche Beben werden über große Teile oder fast über die ganze Erdoberfläche nachgewiesen (Weltbeben).

Nur die gerade über dem Hypozentrum, also nahe dem Epizentrum liegenden Teile der Erdoberfläche werden fast senkrecht von den Stoßstrahlen getroffen, die Vorläufer sind kaum oder nicht von dem Hauptbeben

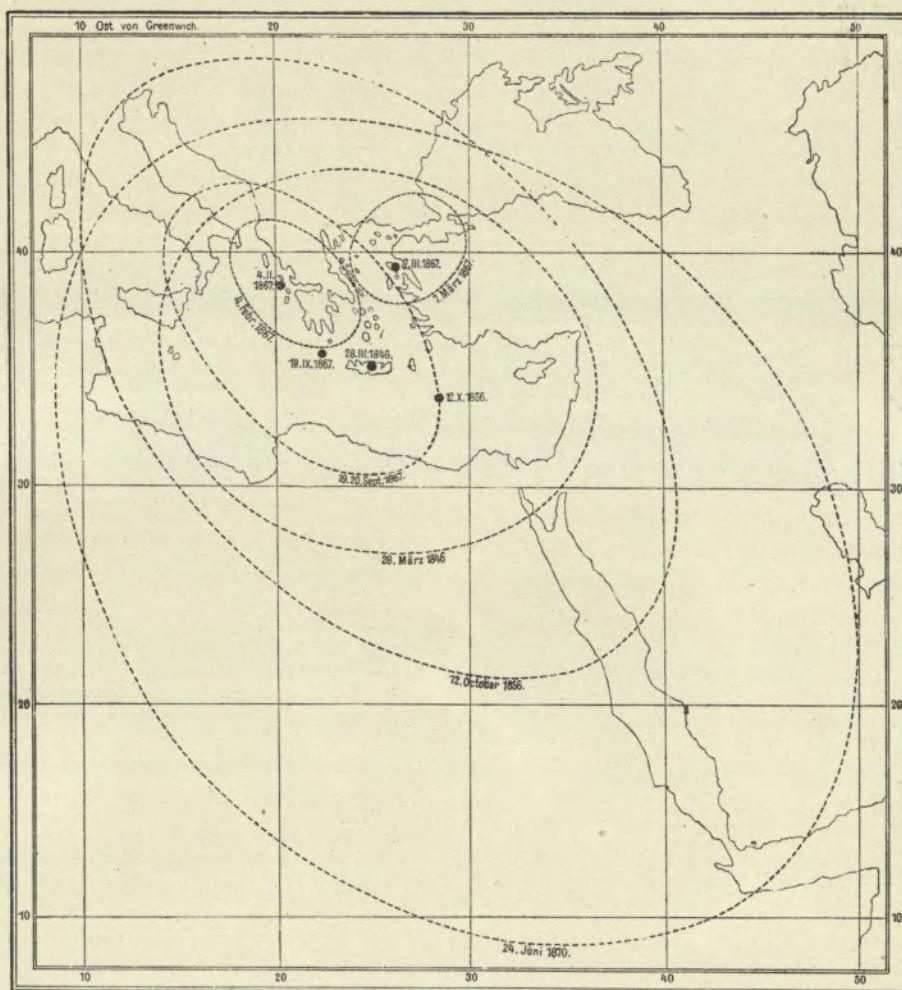


Fig. 189 Verbreitungsgebiete der großen orientalischen Erdbeben (nach J. Schmidt aus R. Hörnes). Für das Erdbeben 1870 ist das Epizentrum nicht angedeutet.

zu trennen, das hier seine größte Stärke besitzt (Fig. 188, 190). Wir nennen dies das pleistoseistische Gebiet, wir sprechen von einem Ortsbeben (primäres Schüttergebiet). Die übrigen Stoßstrahlen treffen die Erdoberfläche unter verschiedenen Winkeln, die um so kleiner sind, je weiter ein Punkt vom Epizentrum entfernt ist. Dabei gehen die als sukzessisch gefühlten Stöße allmählich in eine Wellenbewegung über. Beträgt

die Entfernung eines Ortes vom Epizentrum bis einige hundert Kilometer, so heißt man die Erschütterung **Nahbeben**. Man spricht von einem **sekundären Schüttergebiete**, das sich ringförmig um das primäre ausdehnt. Die Erschütterung ist hier noch mit den Sinnen wahrnehmbar (makroseismisch) und es ist nur ein Vorbeben zu unterscheiden. In einer Entfernung vom Epizentrum, die etwa 500 km übersteigt und bis mehrere tausend Kilometer reicht, sind die Bodenschwingungen nicht mehr fühlbar, aber durch die empfindlichen Erdbebenmeßinstrumente (Seismometer) zu erkennen (Fernbeben, mikroseismische Bewegung). Hier lassen sich meist zwei Vorbeben voneinander trennen.

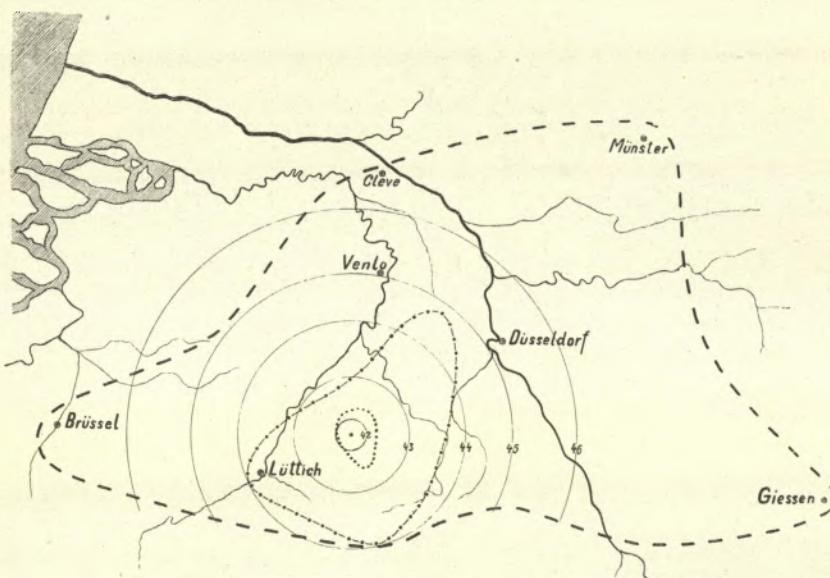


Fig. 190 Homoseismen und Isoseismen des Erdbebens von Herzogenrath am 22. Oktober 1873
 (nach A. v. Lasaulx)

.... pleistoseistisches Gebiet, - - - eine mittlere Isoseisme, - - - Grenze des Schüttergebietes. Die Kreise sind konstruierte wahrscheinliche Homoseismen nach den einzelnen Minuten.

Das Erdbeben von Lissabon 1755 wurde über $2,500,000\text{ km}^2$ verspürt, das ostindische Beben 1897 besaß ein primäres Schüttergebiet von $377,000\text{ km}^2$ (so groß wie Preußen) und das makroseismische Feld wurde auf mehr als $3,000,000\text{ km}^2$ nachgewiesen.

Regionen der Erdoberfläche, die häufig von Erschütterungen heimgesucht werden, heißen **habituelle Schütt- oder Stoßgebiete**. Verbindet man auf einer Erdkarte alle Punkte, an denen ein Erdbeben gleichzeitig verspürt wird, so erhält man unregelmäßige geschlossene Kurven, **Homoseismen, Isochrone**, die um das Epizentrum liegen (Fig. 190). Aus ihnen ergibt sich durch Reduktion auf die Zeiteinheit die scheinbare Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Stoßes und die Verbreitungsform des Bebens, die mehr minder kreisförmig (zentral), elliptisch (axial) ist.

oder sich langgestreckt (linear) von einer Mittellinie beiderseits oder nur nach einer Seite (lateral) ausbreitet (Fig. 188).

Verbindet man die Punkte größter Erschütterung miteinander, so erhält man die Schütt- oder Stoßlinie, Erdbebenachse. Die Hauptstoßlinien werden oft noch von Nebenstoßlinien meist rechtwinkelig gekreuzt, die die Zerlegung der Erdrinde in Schollen durch Brüche andeuten. Erschütterungen machen sich oft auf eine weite Strecke hin gleichzeitig bemerkbar, wie 1878 in Pendschab, wo die Stoßlinie 750 km lang war. Linien der Erdoberfläche, auf denen häufig Erschütterungen auftreten, heißen habituelle Stoßlinien. Sie folgen stets Dislokationen der Erdrinde, sind also im Aufbaue des Gebietes ursächlich begründet (Strukturböben). Verläuft eine Erdbebenachse quer zum Streichen eines Gebirges, heißt die Erschütterung Quer- oder Transversalbeben, liegt sie im Streichen, Längs- oder Longitudinalbeben (Fig. 188). Ist die Störungslinie eine Blattverschiebung, sprechen wir von einem Blattbeben, gehört sie einer Überschiebungsfäche an, nennt man die Erschütterung Wechselbeben. In Senkungsfeldern treten an den Verwerfungen Erschütterungen bisweilen mit vulkanischen Ausbrüchen auf und es sind hier die Grenzen zwischen tektonischen und vulkanischen Beben nicht scharf zu ziehen.

In Österreich gibt es eine Anzahl von habituellen Stoßlinien. Wien selbst liegt an einer solchen, die, wenn auch die Stadt bisher von stärkeren Beben selten heimgesucht worden ist, doch in der Umgebung verhängnisvolle Katastrophen hervorgerufen hat. Die noch zu erwähnende Thermenlinie von Baden ist eine solche Verwerfungsspalte (Fig. 135, 191), an der sich die Erschütterungen von Wien südwärts über Baden, Leobersdorf nach Wiener-Neustadt verfolgen lassen und die quer zum Streichen des Gebirges liegt. Sie setzt sich weiter nach Südwesten in eine sehr rege Bebenlinie fort, die von Gloggnitz über Mürzzuschlag, Kapfenberg, Leoben bis nach Villach zu erkennen ist und als die Mürzlinie bezeichnet wird. Diese liegt im Streichen der Alpen. Eine dritte Linie läuft aus der Gegend von Wiener-Neustadt in nordwestlicher Richtung über Anzbach an der Westbahn, quert die Donau, folgt dem Laufe des Kamp bis in die Gegend von Horn und ist über Drösiedl nach Iglau, Prag und Leitmeritz zu verfolgen. Sie wird als die Kamplinie bezeichnet und liegt südlich von der Donau quer zum Alpenstreichen, nördlich von der Donau aber im Streichen älterer Gesteinszüge. Aus der Karte ersieht man die wichtigeren Beben, die auf diesen Linien stattgefunden haben. Unter ihnen sind die vom 15. September 1590, 26. bis 27. Februar 1768 und 3. Jänner 1873 die bedeutendsten.

Eine der wichtigsten Stoßlinien Süddeutschlands ist die Rheinlinie, die ebenfalls eine tektonische Grundlinie jener Gegend ist (Rheingraben, Fig. 192). In Ländern, in denen Erdbeben eine häufige Erscheinung sind, wie in Italien, Japan, Mittelamerika, sind eine ganze Anzahl von Schüttlinien bekannt, die mit dem Aufbaue des Landes im engsten Zusammenhange stehen.

Die Epizentren von Beben treten aber nicht immer an denselben Punkte einer Stoßlinie auf, sondern man hat ihr Wandern in einer Richtung

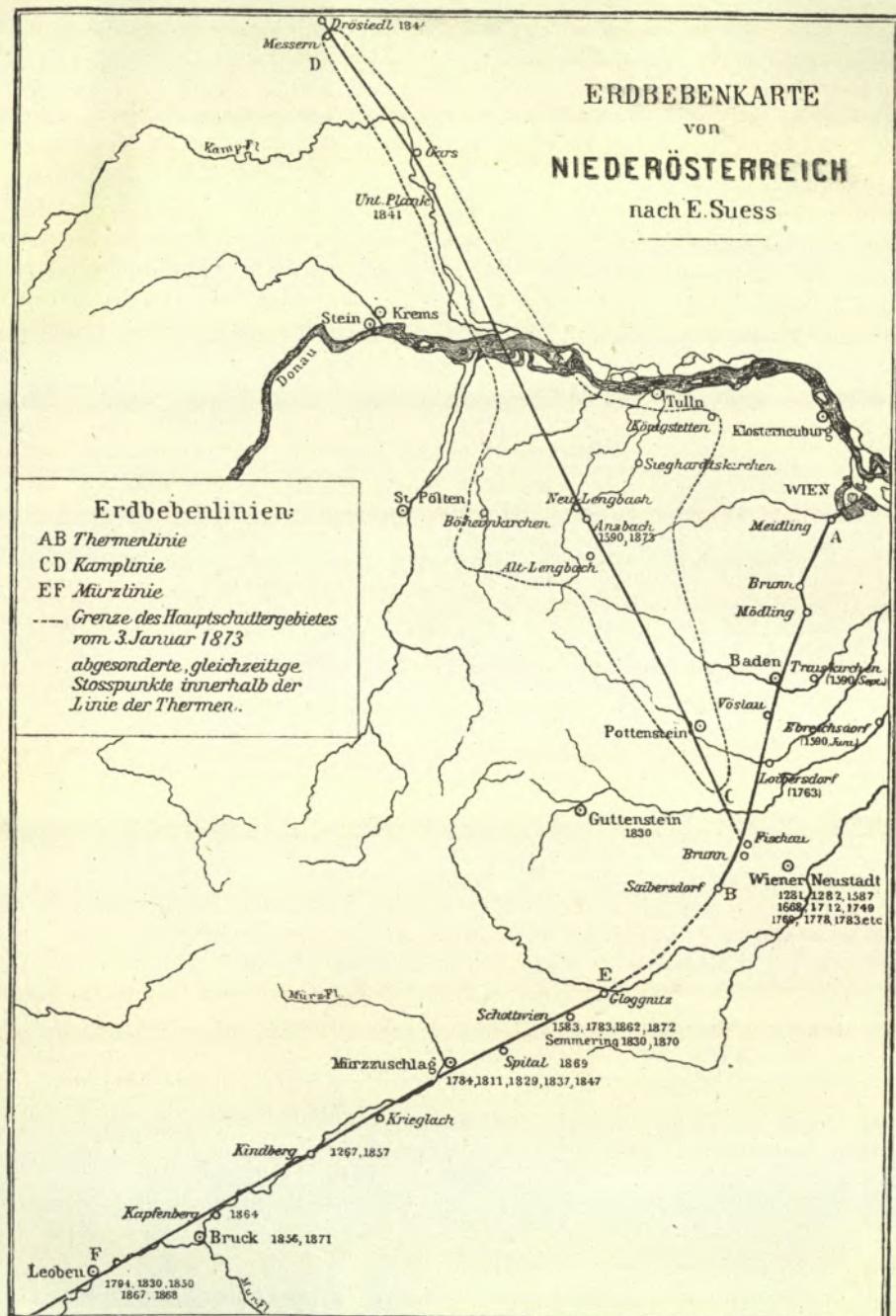


Fig. 191 Erdbebenkarte von Niederösterreich nach E. Suess (aus R. Höernes)

erkannt. Doch sind die darüber angestellten Untersuchungen noch zu unvollständig, um eine Gesetzmäßigkeit dieser Bewegung zu folgern.

Es ist vielfach beobachtet worden, daß sich in einem Schüttergebiete Stellen finden, die wenig oder nicht erregt werden, sogenannte Erdbebeninseln oder -brücken. Die Ursache dieser Erscheinung ist meist ein Gesteinswechsel, so z. B. wird eine feste Felskuppe in einem aus lockerem Gesteine aufgebauten Gebiete wenig erschüttert und es scheint auch Inter-

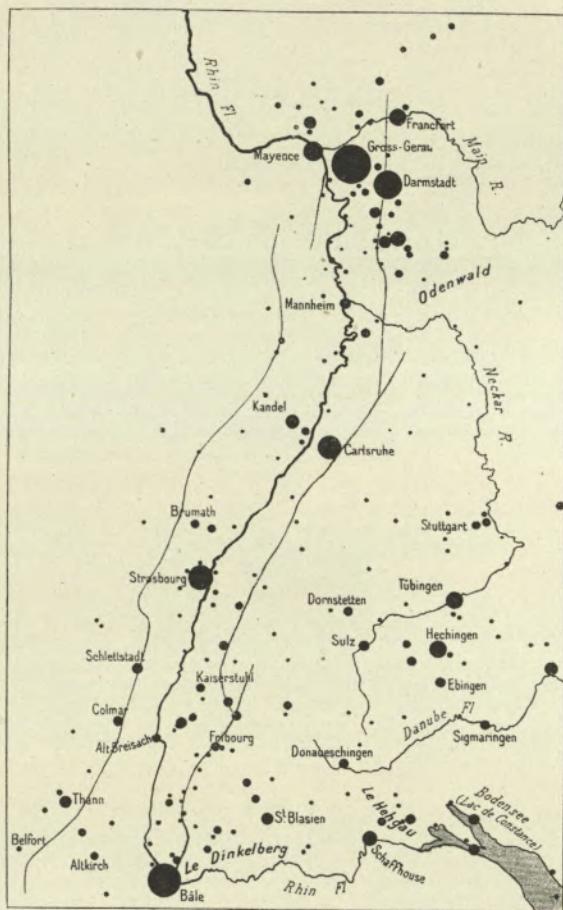


Fig. 192 Verteilung der Erdbeben im Mittelrheingraben
(nach F. de Montessus de Ballore)

ferenz der Erdbebenwellen unbewegte Zonen schaffen zu können, wobei die Bewegung in der Tiefe fortschreiten und weiterhin wieder an die Oberfläche treten dürfte.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen ist infolge des unregelmäßigen Baues der aus verschiedenen Schollen bestehenden Erdrinde sehr veränderlich. Sie wächst mit der Dichte des Gesteins, ist in festem Felsen größer als inlosem Material, senkrecht zum Streichen geringer als im Streichen, weil der Wechsel von Gestein und Klüften hemmend einwirken

dürfte (Fig. 188). Man hat für verschiedene Gesteine eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit von $2\cdot21$ — $5\cdot86$ km pro Sekunde ermittelt. Für Nahbeben wird die durchschnittliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Oberflächenwellen mit $3\cdot38$ km angenommen. In der Tiefe der Erde werden die Stöße wenig oder gar nicht verspürt, weil der allseitig wirkende Druck des auflastenden Gebirges keine Bewegung erlaubt. Beim Agramer Erdbeben vom Jahre 1880 wurde in Wies in Steiermark die Erschütterung in den Gruben nur noch in 30 m Tiefe, aber nicht mehr in 60 — 120 m verspürt. Das Erdbeben von Laibach 1895 machte sich bei 40 km Entfernung noch in 200 m Tiefe bemerkbar. Die Erdbebenwellen werden nach Beobachtungen durch Bodenerhebungen wenig verzögert, durch Vertiefungen der Oberfläche aber beträchtlich zurückgehalten.

Intensität der Beben

Die Messung der Stärke (Intensität) der Beben erfolgt bisher nach der subjektiven Beobachtung in Anlehnung an eine zehnteilige Skala der verschiedenen Grade der Wirkung von der mikroseismischen Bewegung angefangen, die von dem Menschen noch gar nicht verspürt und nur von den feinfühligen Apparaten verzeichnet wird, bis zur Katastrophe, die dauernde Veränderungen der Erdoberfläche bewirkt (Rossi-Forelsche empirische Intensitätsskala).

I. Stärkegrad. Mikroseismische Bewegung, nicht von allen Seismographen notiert, von geübtem Beobachter festgestellt.

II. Stärkegrad. Stoß von verschiedenen Seismographen notiert, von wenigen Beobachtern im Zustande der Ruhe verspürt.

III. Stärkegrad. Von mehreren Personen im Zustande der Ruhe beobachtet, Dauer und Richtung können geschätzt werden.

IV. Stärkegrad. Von Personen in Tätigkeit beobachtet. Fenster und Türen erschüttert, Dielen krachen.

V. Stärkegrad. Die ganze Bevölkerung verspürt die Erschütterung, Möbel, Betten werden erschüttert.

VI. Stärkegrad. Erwachen der Schlafenden. Anschlagen der Hausschlösser, Schwanken von Kronleuchtern, Uhren bleiben stillestehen, Bäume und Gesträuche schwanken. Einzelne Personen verlassen die Häuser.

VII. Stärkegrad. Bewegliche Gegenstände fallen um, Mörtel löst sich von den Decken und Wänden, Anschlagen der Kirchenglocken, allgemeiner Schrecken, aber noch keine Beschädigung der Bauwerke.

VIII. Stärkegrad. Herabstürzen von Kaminen, Risse in den Mauern der Gebäude.

IX. Stärkegrad. Teilweise oder gänzliche Zerstörung einzelner Gebäude.

X. Stärkegrad. Die meisten Gebäude werden zerstört, Spalten entstehen in der Erdoberfläche, Bergstürze.

Diese subjektiven Eindrücken sehr unterworfene Skala eignet sich am besten, die Mitwirkung der Bevölkerung an der Beobachtung zu gewinnen. Für wissenschaftliche Forschung wird gegenwärtig eine absolute Skala gewonnen, die nach der größten Beschleunigung angelegt ist, die ein Boden-

teilchen besitzt, das heißt nach dem raschen Wechsel in der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen. Der Wert wird in Millimetern pro Sekunde angegeben. Aus Untersuchungen japanischer Forscher hat sich ergeben, daß bei leichten und schwachen Beben die größte Bewegung jedes Bodenteilchens durchschnittlich unterhalb 1 mm bleibt, bei 10 mm verursacht das schon als stark zu bezeichnende Beben geringen Schaden, bei 50—60 mm werden Bauten erheblich beschädigt und 150 mm weisen schon sehr heftige Erdbeben auf.

Wenn Erdbeben häufiger sind, ist ihre Intensität meist nicht so groß, wie wenn sie nach langer Ruhe auftreten, als ob sich dabei Spannungen kleinweise auslösen, die sich sonst summieren und katastrophal ausgleichen.

Verbindet man auf einer Erdkarte alle Punkte, an denen die gleiche Intensität eines Bebens festgestellt werden konnte, so ergeben sich geschlossene, mehr minder konzentrische Kurven, Isoseismen, die um das Epizentrum verlaufen. Das am stärksten erschütterte (pleistoseistische) Gebiet wird von Zonen mit abnehmender Bebenstärke umgeben (Fig. 188, 190).

Die Beben setzen, wie aus den vorhergehenden theoretischen Erörterungen hervorgeht, selten mit voller Stärke ein. Gewöhnlich gehen leichtere Erschütterungen in einer oder zwei Phasen als Vorboten voraus und auch Nachstöße treten auf, die das Erlöschen der seismischen Energie anzeigen, indem sie mit der Zeit seltener und schwächer werden.

Die Dauer von Erdbeben ist überaus wechselnd, oft ist es ein einmaliger heftiger Stoß, der in 3—4 Sekunden die größten Verheerungen anrichtet, andere dauern Minuten oder Stunden lang, ja es sind Erschütterungen beobachtet worden, die jahrelang dauerten. Beim Erdbeben, das 1783 Kalabrien verwüstete, gelangte die Erde erst nach 4 Jahren zur Ruhe. Beim Erdbeben von Phokis in den Jahren 1870—1873 sind sicher 300 schwere und 50.000 leichte Stöße aufgetreten. Folgen Stöße längere Zeit aufeinander, so nennt man dies einen Erdbebenenschwarm.

Ein Erdbeben kann in einem benachbarten Gebiete vorhandene Spannungen auslösen und so ein anderes (Relais-, Simultanbeben) hervorrufen. Diese sind besonders bei tektonischen Beben häufiger, weil die Störungslinien (Stoßlinien) sich weithin erstrecken und mannigfach miteinander verbunden sind. Manche gleichzeitige oder rasch aufeinander folgende Beben können vielleicht durch äußere Ursachen, wie Luftdruck- oder Temperaturschwankungen u. dgl., ausgelöst worden sein.

Man hat empirisch gefunden, daß auch meteorologische Erscheinungen in einem gewissen Zusammenhange mit Erdbeben stehen, ohne daß man ihn bisher erklären kann. So hat man schon auf alten Barometern neben der Einteilung in Zoll als tiefste Marke unter Regen und Sturm „Erdbeben“ verzeichnet und man weiß, daß große Barometerschwankungen und entsprechend einem steilen Gradienten auftretende heftige Luftbewegungen oft Beben im Gefolge haben. Man hat einen Luftdruck unter Mittel bei sinkendem Barometerstande und einen steilen Gradienten direkt als Erdbebenwetter bezeichnet. Wenn man bedenkt, daß ein Sinken des Barometerstandes um 1 mm einen Quadratmeter der Erdoberfläche um 13,6 kg erleichtert, so kann

man wohl annehmen, daß diese ungeheuren einseitigen Belastungsschwankungen der Erdkruste vorhandene Spannungen auslösen können. Ebenso hat man gefunden, daß Erdbeben in der kalten Jahreszeit und anscheinend auch bei plötzlichem Kälteeinbrüche häufiger sind. Nach einem heißen, trockenen Sommer soll ein regenreicher Herbst ebenfalls reicher an Beben sein. Man hat sogar geglaubt, ein Vorherrschendes der seismischen Erscheinungen zur Nachtzeit zu erkennen, das nicht nur auf die größere subjektive Empfindlichkeit des Menschen in der Nacht zurückgeführt werden kann. So sind in Ostindien die meisten Beben zwischen 10 und 11 Uhr nachts und 6—7 Uhr morgens registriert worden, was vielleicht mit der Stellung der Himmelskörper zusammenhängt. Auf diese begründet sich auch Falbs und anderer Forscher Theorie von dem Einflusse der Mondkonstellation auf die Erdbebenaktivität und von der Voraussage der Beben.

Wirkungen der Erdbeben auf der Erdoberfläche

Selbst das schwächste Beben bringt eine wenn auch vorübergehende Veränderung der Erdoberfläche hervor. Aber erst die allerstärksten Stöße bewirken dauernde Veränderungen des Bodens, die mehr noch als aller



Fig. 193 Erdbebenspalten im Sandsteine in den Garo Hills, Indien, nach dem Erdbeben am 12. Juni 1897 (nach R. D. Oldham)

Schaden an Menschenwerken, die Gemüter der Bevölkerung des betroffenen Landes ergreifen. Es bilden sich klaffende Spalten (Fig. 193), die sich zum Teil wieder schließen, zum Teil aber offen bleiben. An ihnen treten Absenkungen oder horizontale (Blatt-) Verschiebungen des Bodens ein. Man kann treppenförmiges Absinken beobachten, wie 1906 in Kalifornien

(Fig. 194) oder 1819 im Ran of Kachh in Indien, wo eine 50 englische Meilen lange und $20\frac{1}{2}$ m tiefe, einseitige Senkung stattfand, die von den Eingeborenen als Ullah bund (Gottesdamm) bezeichnet wurde. Im Jahre 1899



Fig. 194 Parallele Stufenverwerfungen am Fuße des Palisadoes, Kalifornien, mit einer Sprunghöhe von 8 m (nach Hobbs-Ruska)

wurden in der Yakutat Bay in Alaska Felshügel von parallelen Spalten gekreuzt und die Küstenlinie teilweise gesenkt (Fig. 195, 196), an anderen Stellen aber 2—5, ja bis $14\frac{1}{2}$ m gehoben. Beim mitteljapanischen Beben

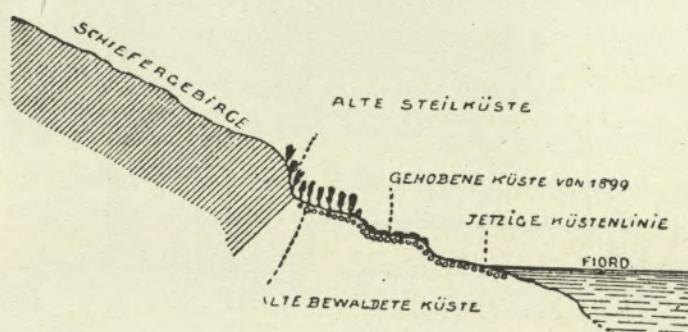


Fig. 195 Drei übereinander liegende Strandterrassen am Russel-Fjord, um 1·3 und 3 m gehoben (nach Tarr und Martin aus Hobbs-Ruska).

1891 bildete sich eine 40 englische Meilen lange, gerade Spalte, die durch Berg und Tal verlief. In Neu-Seeland wurde 1855 ein ganzer Distrikt um mehrere Fuß, 1897 ein Landstreifen um 47 Fuß gehoben. In Chile hat Darwin 1835 die Hebungen der Küste studiert, die sich, wie man an rezenten Muschelbänken nachweisen konnte, im ganzen auf mehrere hundert Fuß belaufen und die er mit Erdbeben in Verbindung brachte. Bei dem Erdbeben in Owens Valley in den Vereinigten Staaten bildete sich eine 76 km lange Hauptspalte. Es wurden Verwerfungen mit einer Sprunghöhe

bis 30 m beobachtet und Tausende von Acres um 5 m nach N verschoben. Beim Beben am unteren Mississippi 1811–1812 entstanden zahlreiche Seen, deren einer 180 km lang, 11 km breit und bis 17 m tief war, andere verschwanden und eine Fläche von 47 km Breite wurde bis 8 m hoch über die Mississippiebene gehoben. Eine Gegend heißt „Sunken Country“, „Gesunkenes Land“. Beim Erdbeben in Japan am 28. Oktober 1891 wurde ein Gebiet von 160 km größter Länge teilweise bis 6 m gehoben und bis

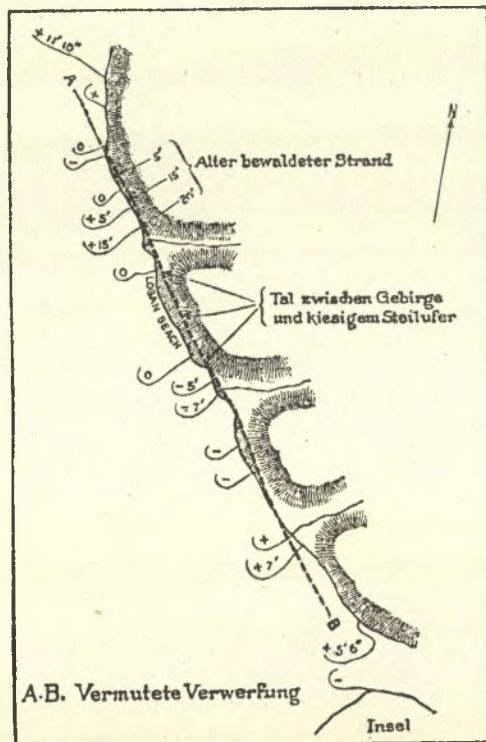


Fig. 196 Positive und negative Verschiebungen der Strandlinie an der Yakutat Bay
(nach Tarr und Martin aus Hobbs-Ruska)

4 m seitlich verschoben, wobei die Hebung bald auf dieser, bald auf jener Seite des Bruches stattfand (Fig. 197). In Kalifornien hat man im Jahre 1869 gefunden, daß das Beben an die größte aller bekannten Bruchlinien, die St. Andreaslinie, gebunden war, die 435 km lang ist und sich in der Richtung N 30–40° W erstreckt. In diesem Jahre wurden 2600 km² als ein Block um 1.6 m nach N 11° W gerückt, 1906 wurde eine Erdscholle von 74.000 km² (fast von der Größe Bayerns) um durchschnittlich 3 m in westlicher Richtung bewegt, wobei Hebungen bis zu 1 m eintraten (Fig. 198, 199). Es hat sich selbst in der kurzen Zeit, da diesbezügliche Beobachtungen angestellt werden, gezeigt, daß sich Erdbebenverwerfungen an den gleichen

Stellen wiederholen, so daß also eine Summierung der Sprunghöhen eintreten kann, die schließlich die großen Beträge erreicht, wie wir sie im Baue der

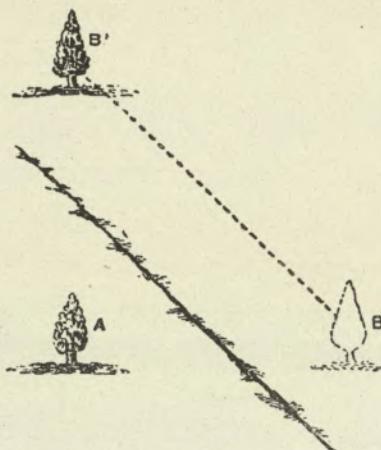


Fig. 197 Horizontale Verschiebung an der Neo-Tal-Verwerfung bei Idbara
(nach Kotô aus Hobbs-Ruska)

Erdrinde kennen. Es ist kaum möglich, daß sich ausgedehnte Erdschollen an Verwerfungen plötzlich beträchtlich senken, da dies einen darunter liegenden Hohlraum oder ein rasches Ausweichen der Massen im Liegenden

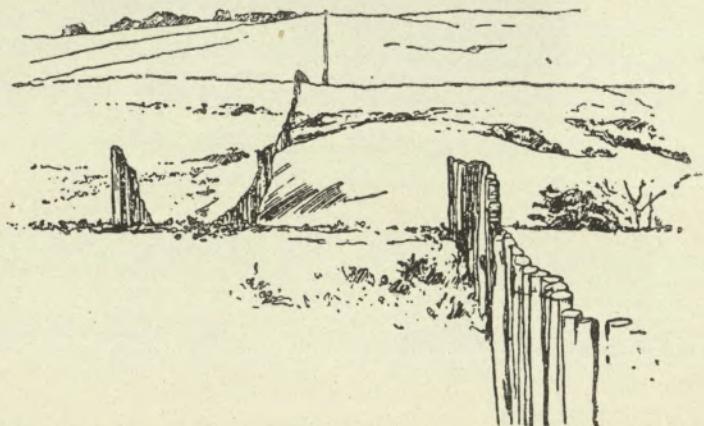


Fig. 198 Entzweigerissener und um 5 m seitwärts verschobener Zaun bei S. Francisco 1906 (nach Hobbs-Ruska)

voraussetzen würde. Einseitige Senkungen und Hebungen an Verwerfungen dürfen aber durch Schaukelbewegung von Schollen größere Beträge erreichen. Wir können uns vorstellen, daß auch durch seitlichen Schub horizontale und vertikale Bewegungen in großem Maßstabe ziemlich rasch vor sich gehen.

Eisenbahnschienen zeigen vielfach Knickungen, wo sie von Spalten gekreuzt werden (Fig. 200). Auf Sumatra hat eine Revision der Vermessungen Entfernungsumterschiede von 8 m und Höhenunterschiede von 4 m gezeigt, die auf Erdbebenbewegungen zurückgeführt werden müssen.

Die Spalten verzweigen sich vielfach, bilden grabenförmige Senken, sie verlaufen oft vikarierend, sternförmig radial oder konzentrisch, wobei Vertiefungen (Pingen) entstehen (Fig. 201).

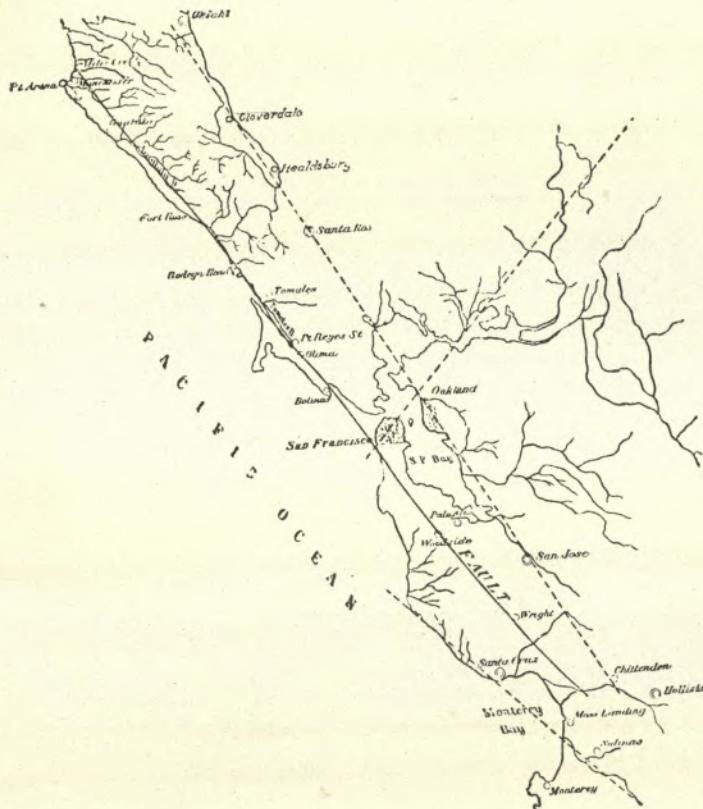


Fig. 199 Störungslinien des kalifornischen Erdbebens 1906 (nach Hobbs-Ruska)

In Erdbebenspalten können nun Menschen, Tiere, Gebäude und ganze Gehöfte versinken und man sagt, die Erde habe sie verschlungen. Es soll vorgekommen sein, daß sich Menschen dadurch retteten, daß sie, in einer engen Spalte versinkend, die Arme ausbreiteten und sich wieder herauszogen. Andere sollen wieder aus einer Spalte herausgeschleudert worden sein. Durch diese Störungen des Untergrundes werden Quellen in ihrer Wassermenge verändert, sie bleiben aus oder fließen stärker, meist sind sie stark getrübt, ihre Temperatur erhöht sich und sie erhalten oft einen hepatischen Beigeschmack infolge Aufnahme von Schwefelwasserstoff. Neue

Quellen brechen bisweilen hervor, wie z. B. der „heilsame Brunnen“, der beim Erdbeben vom 23. April 1626 auf einem Acker bei Leobersdorf in



Fig. 200 Gebogene Schienen bei Rangapara, Indien, Erdbeben am 12. Juni 1897
(nach R. D. Oldham)

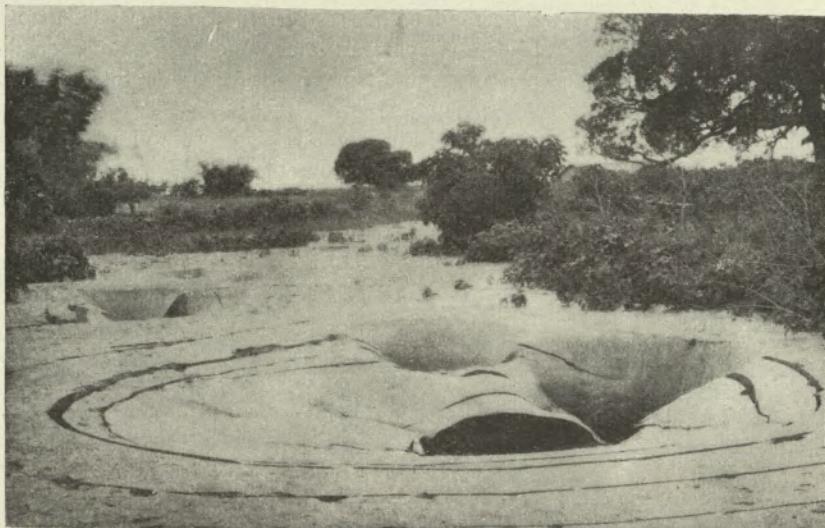


Fig. 201 Von konzentrischen Sprüngen umgebene Pingen zu Rowmari,
indisches Erdbeben am 12. Juni 1897 (nach R. D. Oldham)

Niederösterreich klappt hoch aufsprang. Seine Lage an der Bruchlinie verknüpft ihn mit den Thermen von Baden und Vöslau, obgleich seine Temperatur nur 9° R beträgt.

Beim Erdbeben von Lissabon am 1. November 1755 wurden die Thermen von Teplitz in Böhmen plötzlich trüb, hörten auf zu fließen und brachen später, durch eisenhaltigen Schlamm rötlich gefärbt, mit großer Wassermenge hervor, so daß ein Teil der Stadt überschwemmt wurde. Solche Beobachtungen sind vielfach wiederholt worden, ebenso daß die artesischen Brunnen einen vermehrten oder vermindernden Druck zeigen. Geysire werden durch Beben beeinflußt, hören zu springen auf oder brechen neu hervor.

Durch die Erschütterungen können lose Massen in gleitende Bewegung geraten. Es werden Bergstürze ausgelöst, die selbst wieder große Verheerungen anrichten. Das großartigste Beispiel hiefür ist der Bergsturz am Dobratsch in Kärnten am 25. Jänner 1348, durch den der Gailfluß zu einem See gestaut wurde, der erst allmählich abfloss oder sich ausfüllte und wobei zwei Märkte und 17 Dörfer zu Grunde gingen. Die lockeren, unter dem größten Böschungswinkel abgelagerten Sedimente an Meeres- oder Seeufern geraten durch Erderschütterungen ins Rutschen und ganze Landstriche können auf diese Weise versinken, wie es beim Erdbeben von Lissabon 1755 der Fall war, wobei der Kai mit vielen Menschen und Schiffen 600 Fuß tief versank. 1861 ist an der achäischen Küste ein $1,500.000 \text{ m}^2$ umfassender Landstrich unweit der Stelle in den Wogen verschwunden, wo im Jahre 373 v. Chr. die Stadt Helike vom Meere verschlungen worden ist. Durch Erdbeben werden wohl auch manche Rutschungen unter Wasserbedeckung (siehe subaquatische Rutschungen!) veranlaßt.

Eigenartig sind die Folgen des heftigen Erdbebens vom 3. bis 21. September 1899 in der Yakutat Bay in Alaska gewesen, wo durch die Erschütterungen ungeheure Schneemengen als Lawinen den Gletschern zugeführt worden sind, die dadurch zu einem raschen, aber kurz andauernden Vorstoße veranlaßt wurden, wobei wohl auch die Eisströme selbst vorübergehend eine größere Viskosität erhalten haben.

Bei dem Beben im Khasi- und Jaintiagebirge in Ostindien wurde die mächtige Verwitterungsdecke auf viele Kilometer weit abgehoben und rutschte zu Tal, so daß die vorher bewaldeten Berge völlig kahl waren. In Kalabrien verschoben sich Ackerland mit den darauf befindlichen Gebäuden und Olivenhaine auf bedeutende Strecken und dies gab Anlaß zu schwierigen Eigentumsprozessen.

Flüsse werden durch die Veränderungen des Erdbodens gestaut oder dauernd verlegt und verwüsten das Land. Der Mississippi ist bei dem Erdbeben im Jahre 1811 nördlich von New Madrid einige Minuten in umgekehrter Richtung geflossen, hat das Land weit überschwemmt und als er sich mit Gewalt wieder in sein Bett zurückzog, brach er einen Wald mit solcher Regelmäßigkeit ab, daß man glaubte, die Bäume wären kunstgerecht gefällt worden. Der Mäander in Kleinasien ist durch Erdbeben mannigfach verlegt worden.

Stehende Gewässer werden heftig bewegt, wie der Neusiedler See im Jahre 1768. Wie durch Senkungen von Gebieten Seen entstehen können, so werden andere trocken gelegt. Größtenteils werden sie wohl durch Verwerfungen angezapft und fließen aus oder sie versiegen in den Untergrund durch sich bildende trichterförmige Öffnungen und Spalten.

Durch solche Vertiefungen tritt in vielen Fällen das Grundwasser hervor, so daß die Gegend mit runden Tümpeln bedeckt ist. Oft wird das Grundwasser, mit Sand vermischt, mit Gewalt emporgespritzt oder es entstehen Sandkegel bis zu 20 m Durchmesser und einer Höhe von ein paar



Fig. 202 Gesunkener Strand mit Spalten und Sandkratern, achäisches Erdbeben
26. Dezember 1861 (nach J. Schmidt aus R. Hörnes)



Fig. 203 Eingestürzte Hausfront, Piazza Cavalotti, Messina
(Aufnahme von Ch. Trampus, Paris, in Ill. Zeitung aus Hobbs-Ruska)

Metern, aus denen wie aus einem Krater schlammiges Wasser und Gase, meist Schwefelwasserstoff, wie er sich durch Verwesung organischer Substanzen in den oberen Erdschichten bildet, entweichen (Fig. 202).

Aus Brunnen und Behältern wird das Wasser durch die Erschütterung bisweilen hoch herausgeschleudert.

Überaus verheerend werden die Schwankungen, die das Meer zeigt, das oft die Küstenstriche weit überschwemmt und vernichtet, was der Zerstörung durch die Stöße entgangen ist. Diese Erdbebenfluten werden



Fig. 204 Von seinem Unterbaue weggeschobenes Haus in Denizli, Mäandertalbeben, Kleinasien 1899 (nach einer käuflichen Photographie)

aber nicht vom Lande aus erregt, sondern haben ihre Ursache in der Tiefe unter der Wasseroberfläche und werden bei den Seebeben besprochen werden.

Bei der bedeutenden Wirkung der Erderschütterungen auf die feste Erdoberfläche ist nicht zu verwundern, wenn Menschenwerk vielfach so vernichtet wird, daß buchstäblich kein Stein auf dem anderen stehen bleibt. Abgesehen von Spalten, die ein Haus treffen können, werden Gebäude durch die Wellenbewegungen zerstört, die sie wie umgekehrte, auf der Erdoberfläche fixierte Pendel mitmachen müssen. Erschütterungen werden daher in höheren Stockwerken mehr verspürt als in tieferen Geschossen. Von Bedeutung für die Beschädigungen ist vor allem die Intensität des Stoßes und die Beschaffenheit des Baugrundes. Fester Fels wird weniger erschüttert als

lockerer Boden, der, wenn er große Mächtigkeit besitzt, die Erschütterung doch wiederum dämpft. Am meisten gefährdet ist eine dünne Decke losen Materials auf festem Grundgebirge, da sie die Schwingungen verstärkt.

Gebäude, die der Wellenbewegung folgen können, also die Schwingungen wie ein biegsamer Stamm im Sturme mitmachen, können starke



Fig. 205 Denkmal in Kingston, Jamaika, durch das Erdbeben am 15. Jänner 1907 gedreht (Aufnahme von Brown Brothers aus Hobbs-Ruska).

Erschütterungen erdulden, ohne darunter zu leiden, wie leichte Hütten, geeignete Holzkonstruktionen oder Eisenfachwerk. So hat sich gezeigt, daß bei dem Erdbeben von San Francisco im Jahre 1906 die 15 und mehr Stockwerke hohen „Wolkenkratzer“ unversehrt geblieben sind, die aus einem Eisengerüst bestehen, dessen Öffnungen mit leichtem Mauerwerke ausgefüllt sind. In erdbebenreichen Ländern (Japan) hat man durch entsprechende Konstruktion den Gebäuden eine ziemliche Widerstandsfähigkeit gegeben. Für Japan und Unteritalien bestehen diesbezügliche Vorschriften. Mauern, die sich in der Stoßrichtung erstrecken, werden von Längssprüngen durchsetzt, stehen sie quer, so werden sich Quersprünge bilden oder die Mauer

wird umgestürzt (Fig. 203). Stehen die Mauern eines Gebäudes schräg, so werden sich die Risse nach der Zerlegung der Kraft im Kräfteparallelogramme verteilen, wobei meist die der Stoßrichtung abgewendete Ecke herausgeschleudert wird. Stehen leichte Holzbauten auf einem festen Unterbaue, so werden sie oft, ohne zerstört zu werden, auf die Seite geschoben (Fig. 204). Bei leichteren Beben werden besonders die Schornsteine in der Stoßrichtung herabgeworfen, der Verputz der Wände und Plafonds fällt ab und sind die Stoße noch schwächer, so geht nur ein Knistern durch das Gebäude, Bilder und Lampen geraten in schwingende Bewegung, Möbelstücke werden von ihrem Platze gerückt.



Fig. 206 Versinken der Kaimauer zu Messina 1908
(Aufnahme von A. Perret, Neapel, aus Hobbs-Ruska)

Vielfach sind Drehungen freistehender Objekte, von Schornsteinen, Denkmälern u. dgl. beobachtet worden, so daß man eine drehende (rotatorische) Bewegung annehmen zu müssen glaubte. Aber es zeigt sich, daß diese Drehung erfolgt, wenn der Fixpunkt oder der Punkt größter Reibung auf der Unterlage nicht genau in die Lotrichtung des Schwerpunktes fällt, so daß bei einem seitlichen Stoß eine Drehung um diesen Punkt vor sich geht. Sie kann aber auch durch einen seitlichen Stoß dadurch bewirkt werden, daß ein Gegenstand einseitig emporgehoben wird und sich um eine Ecke, auf der er noch aufruht, drehend wieder in die Ruhelage zurückfällt (Fig. 205). Verwerfungen lassen die Kaimauern in Hafenstädten absinken (Fig. 206), kreuzen Straßen und zerreißen die Wasserleitungen, so daß ausbrechende Brände nicht bekämpft werden können.

Es ist fraglich, ob sukkessorische Stoße so heftig auftreten, daß sie Häuser in die Luft schleudern, die erst beim Niederstürzen zerbrechen, wie

vielfach berichtet wird. Ebenso sollen fest eingerammte Mäste hoch emporgestoßen, ja Menschen und Tiere, ebenso wie Leichen aus den geöffneten Gräbern weit durch die Luft geworfen worden sein. Große Felsblöcke sind vielfach emporgesleudert worden und dann in verkehrter Lage niedergefallen.

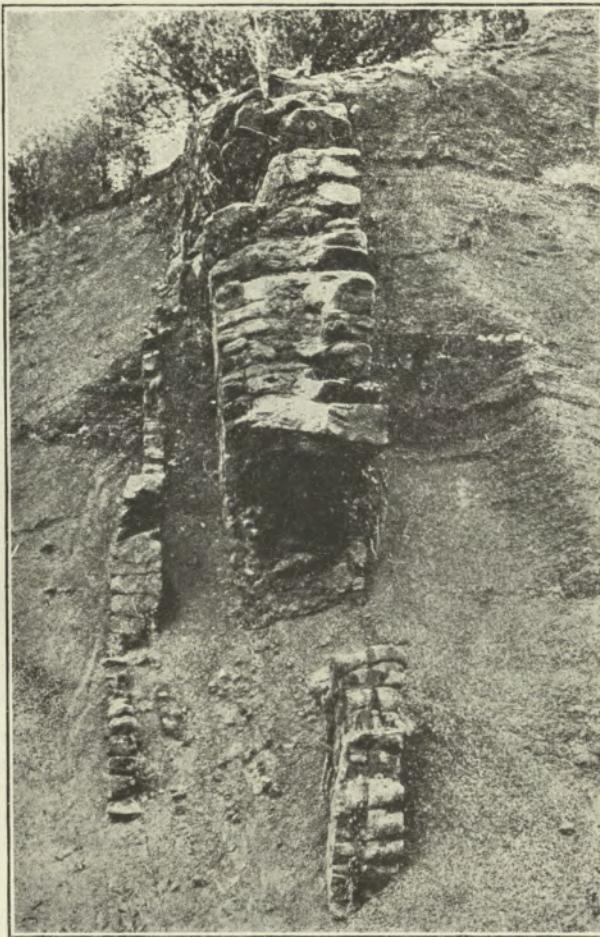


Fig. 207 Sandsteingang in weichem Schiefer als Ausfüllung einer Erdbebenspalte am Roaring River, Nordkalifornien (nach Diller aus Hobbs-Ruska)

Alle exokinetischen Lithoklasen, Diaklasen und Paraklasen sind nichts anderes wie alte Erdbebenspalten, die unter Erschütterung der Erdkruste entstanden sein müssen, alles eins, ob sie nur eine Kataklasstruktur oder Verschiebungen von Tausenden von Metern hervorgerufen haben. In jedem Aufschluss, oft in jedem Blocke und jedem Handstücke sehen wir die Klüfte die Gesteine durchsetzen und erkennen die weitgehende Zertrümmerung der Erdrinde unter fortwährenden Erschütterungen. Offene Erdbebenspalten

und Trichter werden vielfach von Schlamm und Sand erfüllt und es können dadurch solche Gesteine gangartig auftreten (Fig. 207). Ebenso schön zeigen sich junge Spalten in losem Materiale, dessen Schichten sich symmetrisch nach unten gebogen haben (Fig. 208).

Häufig wird von Lichterscheinungen berichtet, die bei Erdbeben zur Nachtzeit beobachtet worden sind. So soll man beim Beben 1768 in Wiener-Neustadt in der Richtung gegen den Schneeberg einen Feuerschein wie fernes Blitzen oder Nordlicht gesehen haben. Es ist möglich, daß diese Erscheinungen durch Reibungselektrizität hervorgerufen werden. Bisweilen mögen auch brennbare Gase aus Spalten hervorbrechen und sich entzünden,

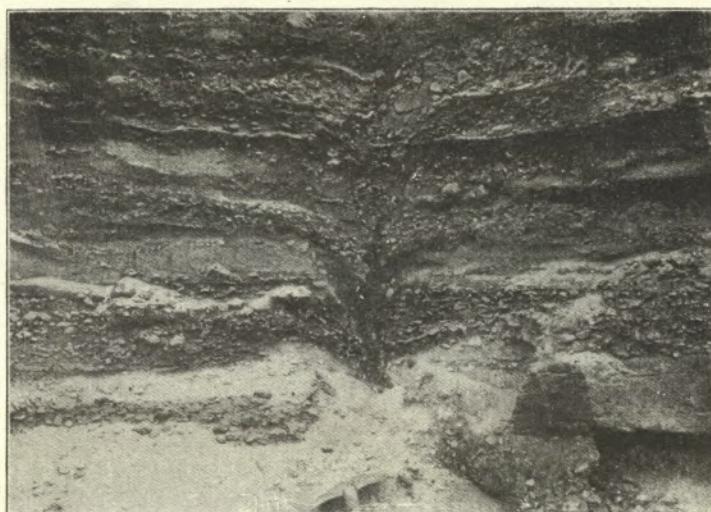


Fig. 208 Erdbebenspalte in einer Kiesgrube bei Heidelberg, junges Diluvium
(Aufnahme von W. Spitz aus Hobbs-Ruska)

aber sicher spielen da Sinnestäuschungen eine große Rolle. Nur bei fünf von 148 Erdbeben sind solche Feuererscheinungen beglaubigt worden.

Es ist schon erwähnt worden, daß mit Erdbeben Schallerscheinungen auftreten. Diese sind besonders im epizentralen Gebiete häufig, gehen meist dem Beben voran und sind sehr verschieden. Es ist ein Brausen, Heulen, Dröhnen, ein Orgelton, Pfeifeu, Rollen oder Krachen, Knattern, Knarren, Klarren, Gurgeln und Brüllen, es treten langgezogene Donner und kurze Knalle auf. Die Stärke des Bebens und der Geräusche steht nicht in Abhängigkeit von einander. Über ihre Natur sind wir noch im unklaren, da sie auch ohne oder ohne fühlbare Erschütterungen durch längere Zeit anhalten. Dazu gehören die Bodenknalle, die in den Jahren 1822—1824 auf der Insel Meleda bei Ragusa die Bewohner erschreckten, weiter die Barisal guns (Kanonenschüsse von Barisal in Indien), die Mistpoefers (Nebelspalter) Hollands, die Balza (Klippe in bezug auf Erdrutsche), Marina (Seeküste) und der Rombo (Summen) Italiens. Ebenso rätselhaft

waren die Bramidos, donnerähnliche Getöse im Erdinnern, die die reiche Minenstadt Guanaxuato in Mexiko durch Monate heimsuchten, ohne daß das geringste Beben verspürt wurde, bis die geängstigten Bewohner die Stadt verließen. Da in den tiefen Silberminen der Gegend ebenfalls keine Bodenbewegungen festzustellen waren, ist die Ursache dieser Erscheinung noch ganz ungeklärt. Diese Schallphänomene, die als „Brontidi“ (Brummen) bezeichnet werden, scheinen Reibungsgeräusche des Erdinnern zu sein, die von unfühlbaren Dislokationen herrühren.

Atmosphärische Störungen werden durch Beben nicht verursacht. Auffällig oft wird Windstille und klarer Himmel bei Katastrophenbeben berichtet.

In engem Zusammenhange, der aber noch nicht geklärt ist, stehen magnetische Störungen mit den Erderschütterungen. Es treten Erdströme auf, die den Telegraphen- und Telephonverkehr beeinflussen; auch Nordlicht ist beobachtet worden. In Japan glaubt man aus solchen magnetischen Anomalien Erdbeben voraussagen zu können, doch sind die diesbezüglichen Versuche noch im Gange. Tiere scheinen Erdbeben voraus zu verspüren und zeigen große Unruhe. Kaimane gehen ans Land und brüllen, während sie sonst keinen Ton von sich geben, Hunde und Katzen werden in Caracas als Erdbebenwarner gehalten und eine ähnliche Rolle spielt die Hausnatter in Kuba. Auch manche Menschen haben eine, wenn auch noch nicht geklärte Vorempfindung von Erdbeben.

Die Verluste an Menschenleben sind bei Katastrophenbeben sehr beträchtlich. Sie hängen natürlich davon ab, ob ein dicht bevölkertes Gebiet davon betroffen worden ist, von der Art der Verbauung, der Tageszeit, nach der sich die Bevölkerung inner- oder außerhalb der Häuser aufgehalten hat u. dgl. Bei dem Mino-Owari-Beben 1891 verunglückten 25.000 Menschen, in Ecuador kamen am 13. August 1868 in 15 Minuten 40.000 Menschen um und das Erdbeben von Messina 1908 kostete an 200.000 Menschenleben. Das Beben von San Francisco 1906 verursachte hauptsächlich enormen Sachschaden durch die in seinem Gefolge ausbrechende Feuersbrunst. Oft wird von den Erdbebenflutwellen zerstört, was die Erschütterung übrig gelassen hat und bei dem Erdbeben von Lissabon 1755 wurden 32.000 Menschen von den Fluten ins Meer gespült.

Seebeben

Erderschütterungen, deren Herd unter der Wasserhülle gelegen ist, werden im allgemeinen als Seebeben bezeichnet. Bei ihnen ist begreiflicherweise eine Trennung von tektonischen und vulkanischen Ursachen oftmals unmöglich. Die Bewegung des Meeresbodens teilt sich der Wassermasse mit, in der sie sich in kugelförmigen Elastizitätswellen fortpflanzt. Die Stärke der Seebeben ist meist geringer als die der Erdbeben, da wohl eine Dämpfung der Erschütterung durch die mächtige Wasserschicht eintritt.

Der Eindruck, den ein auf einem Schiffe befindlicher Beobachter empfängt, ist sehr verschieden. Oft hat es den Anschein, als wäre dieses aufgefahren. Es wird gehoben, bisweilen emporgeworfen. Kommt der Stoß

von der Seite, so rollt und stampft es. Zuweilen wird es in seiner Fahrt aufgehalten. Die Wasseroberfläche zeigt dabei meist keine Veränderung, bisweilen aber ein Wallen oder eine große Aufwölbung, auch mehrere hohe Wellen entstehen, die selbst großen Dampfern gefährlich werden oder es wird eine hohe Wassersäule wie bei einer Torpedoexplosion emporgeschleudert.

Stets sieht man bei Seebeben tote oder betäubte Fische in großer Zahl auf der Oberfläche treiben, Fische, die sonst nur in großer Tiefe leben, kommen an die Oberfläche, wie es z. B. bei dem letzten Messinabeben

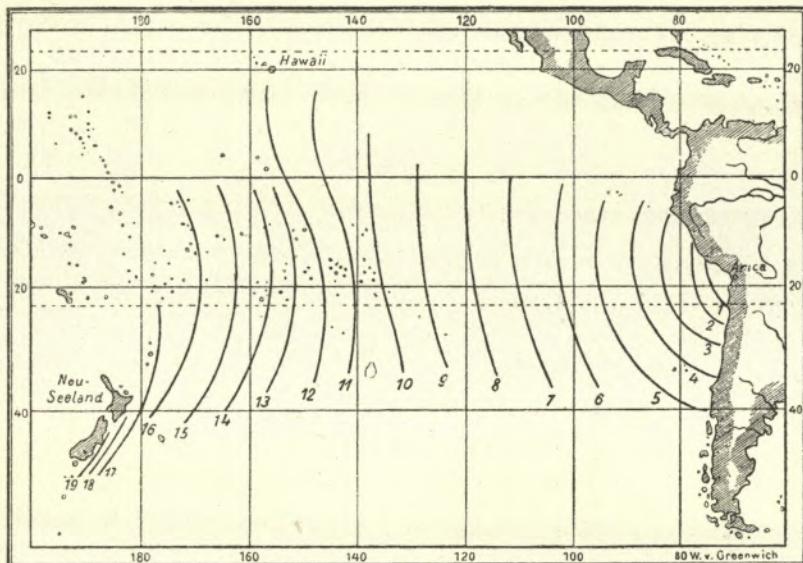


Fig. 209 Verbreitung der Erdbebenflutwelle vom 13. August 1868 im Pazifischen Ozean (nach F. v. Hochstetter aus R. Hörmes). Die Zahlen geben die Lage der Welle in Stunden nach dem Beben von Arica an.

beobachtet werden konnte. Gase, besonders Schwefelwasserstoff, die in Lagunen den Schlamm des Grundes erfüllen, werden frei und führen ein Fischsterben herbei.

Daß auch der Meeresgrund von Dislokationen durchsetzt wird, hat man durch Beobachtung von Seebeben und Schäden der Telegraphenkabel stellenweise mit Sicherheit festgestellt. Vulkanische Erscheinungen am Meeresboden werden bei solchen Veränderungen auch eine Rolle spielen, wie es vor dem Ausbrüche der Montagne Pelée 1902 der Fall gewesen ist und sich als Seebeben kundgeben. Neben den erwähnten Wassersäulen und flachen Aufwölbungen des Meeresspiegels entstehen die Flutwellen, die sich verheerend über die niederen Inseln und Küstenstriche wälzen. Vielfach ist bei Erdstößen beobachtet worden, daß sich das Meer etwas vom Lande zurückzog, um dann mit einer hohen Welle wieder hereinzubrechen. Die Ursache dieser Erdbebenflutwellen (Tsunamis) scheint darin

zu liegen, daß sich ein Einbruch am Meeresboden vollzieht, gegen den von allen Seiten die Wassermassen zuströmen, um dann von dieser Anhäufung aus als große Wogen sich allseitig wieder zu verteilen. Da vielleicht manche submarine Explosion, wie etwa die des Krakatau 1883, erst durch den Zutritt des Meeres zu einem vulkanischen Schlunde entsteht, ist die exakte Erkenntnis der Ursache in solchen Fällen nicht zu erwarten. Zehn, zwanzig und mehr Meter hoch branden diese Flutwellen an den Küsten und richten große Verwüstungen an. Sie queren die großen Ozeane und machen sich als außerordentliche Flut an den fernsten Küsten bemerkbar. Die Meereswoge, die bei dem Erdbeben von Lissabon die Zerstörung vollendete, konnte angeblich fast über die ganze Erde verfolgt werden. Die Flutwelle des Erdbebens von Arica und Takna 1868 wurde über den ganzen Pazifischen Ozean nachgewiesen (Fig. 209). Sie bewegte sich mit einer Geschwindigkeit von 284 bis 442 Seemeilen in der Stunde, also bis 2·3 km in der Sekunde.

Man unterscheidet auch bei Seebeben sukkessorische und undulato-rische Stöße. Ihre meist geringere Verbreitung ist entweder zentral oder longitudinal. Ihre Stärke wird ebenfalls nach dem subjektiven Empfinden nach einer zehngliederigen Skala gemessen. Ihre Dauer ist meist gering und erreicht selten ein paar Minuten. Im Gefolge von vulkanischen Seebeben tritt bisweilen eine Erhöhung der Wassertemperatur ein. Doch ist dies nur in seichten Meeresteilen möglich. Auch Schallerscheinungen sind vielfach beobachtet worden, die sich als ferner Donner, Pfeifen, Rasseln und Knattern bemerkbar machen. Wenn Feuerschein beobachtet worden ist, so hängt dies wohl mit einer Eruption zusammen.

Auch auf dem Ozeane gibt es habituelle und erdbebenarme Gebiete.

Ein ganz spezielles Interesse besitzt das Studium der Erdbebenflutwellen dadurch, daß es Gelegenheit bot, jene Flutsagen der grauen Vorzeit zu interpretieren, die sich fast bei allen Völkern finden. Das bekannteste Beispiel ist die biblische Sintflut, die nach keilinschriftlichen Berichten, die wohl als Urtext gelten können, auf eine Erdbebenflut im unteren Teile Mesopotamiens zurückgeführt werden kann. Schon die alten Ägypter und die Griechen (Deukalion) kannten solche Mythen und sie finden sich fast mit gleichem Gedankengange so vielfach verbreitet, daß man teilweise wohl die Tradition von Volk zu Volk annehmen muß. Daß ähnliche Ereignisse aber in verschiedenen Gebieten der Erde stattgefunden haben und Anlaß zu einer Originaldarstellung gewesen sein können, zeigen die überaus verheerenden Erdbebenfluten im Deltalande des Ganges, die Hunderttausende von Menschenleben vernichtet haben und Beispiele aus dem hinterindischen Archipel, aus China, Japan und von anderen Orten. Diese weitverbreiteten Sagen haben dazu geführt, in alter Zeit eine allgemeine Überschwemmung der Erde anzunehmen (Diluvium), für die aber keinerlei wissenschaftliche Grundlage vorhanden ist. Nur der Name der jüngsten geologischen Formation erinnert an die Bedeutung, die diese Überlieferung, gestützt auf die Autorität der Bibel, durch so lange Zeit besessen hat.

Herodot berichtet, daß sich bei der Belagerung von Potidäa durch die Perser das Meer auf längere Zeit zurückzog, so daß die Angreifer

diese günstige Gelegenheit zu ihren strategischen Operationen auszunutzen dachten. Als sie sich aber mitten im Meere befanden, brach das Wasser wieder herein und der größte Teil der Feinde ertrank. Dies erinnert an den biblischen Bericht von dem Untergange der Ägypter, die die Israeliten bei ihrem Auszuge nach dem Gelobten Lande in das Rote Meer verfolgten.

Erdbebenmessung

Schon vor dem Beginne der christlichen Zeitrechnung besaßen die Chinesen eine Erdbebenbeobachtung, die mit einfachen Instrumenten die Stoßrichtung aus der Bewegung von Kugeln, die in ihr erfolgte, bestimmten. Später gelangte in Europa ein Quecksilber-Seismoskop in Verwendung, das aus einer mit Quecksilber gefüllten Schale besteht, in deren Rand acht Löcher, nach den Himmelsrichtungen orientiert, angebracht sind, durch die

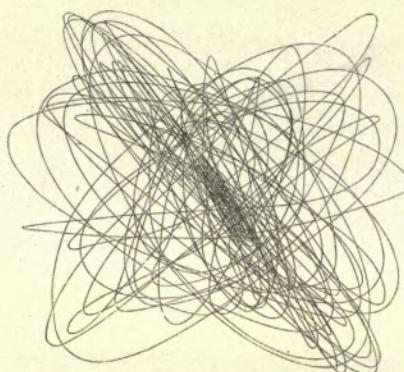


Fig. 210 Diagramm des Philippinenbebens 15. Dezember 1901
(nach F. de Montessus de Ballore)

die Flüssigkeit ausfließen kann, wenn sie ein Erdstoß in Bewegung versetzt. Dies geschieht durch die in der Stoßrichtung gelegenen Löcher, also bei einem Stoße von Nordosten durch die gegen Südwesten gelegenen Öffnungen.

Die Kenntnis der Natur der Beben konnte aber erst auf sichere Füße gestellt werden, als es gelang, selbsttätig registrierende Meßinstrumente, Seismographen, herzustellen. Die ursprünglichen Apparate bestanden aus einem vertikalen Pendel, das mit einer feinen Spitze auf einer fest mit der Erde verbundenen Platte die Bewegung einzeichnet, die es durch den horizontalen Stoß erhält, der die Aufhängevorrichtung in einer Richtung bewegt (Fig. 210). Da jedes Pendel eine hauptsächlich von seiner Länge und der Masse abhängige eigene Schwingungsperiode besitzt, werden die Beziehungen seiner Schwingung zur wirklichen Bodenbewegung sehr stark verwischt. Man erreicht die größte Genauigkeit, wenn man dem Pendel durch eine möglichst schwere Kugel an langem, dünnem Drahte eine große Schwingungsdauer verleiht.

Dieses Vertikalpendel gibt aber nur die horizontalen Bodenbewegungen, nicht die wirkliche, die sich in drei Komponenten, zwei horizontale und eine vertikale, zerlegen läßt, die alle ein vollkommener Apparat aufzeichnen müßte, der wirklich ein Erdbebenautogramm liefern soll. Man mißt heute die verschiedenen Bewegungen durch verschiedene Apparate, deren Prinzip das Horizontalpendel ist (Fig. 211). Dieses besteht im Prinzip darin, daß ein Gewicht an einem Arme befestigt ist, der sich um den Stützpunkt mit möglichst geringer Reibung drehen kann. Durch einen Faden wird dieses Pendel festgehalten, das gegen vertikale Stöße und solche, die durch seine Ruhelage gehen, unempfindlich ist. Um letztere zu registrieren, verwendet man zwei senkrecht zueinander aufgestellte Pendel. Solche Pendel gestatten nicht, Neigungen und Horizontalverschiebungen des Bodens zu unterscheiden, die von verschieden gerichteten Stößen herrühren.

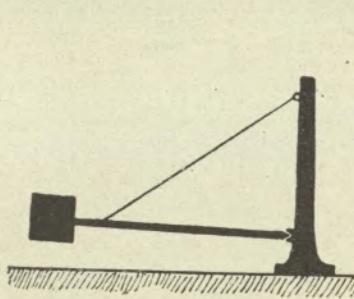


Fig. 211 Prinzip des Horizontalpendels
(nach F. de Montessus de Ballore)

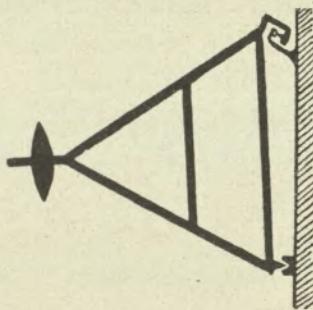


Fig. 212 Prinzip des Horizontalalleichtpendels
(nach F. de Montessus de Ballore)

Das Horizontalalleichtpendel besteht aus einem starren, dreieckigen Rahmen (Fig. 212), der mit einem leichten Gewichte versehen und aufgehängt und gestützt ist, wobei zur Vermeidung der Reibung Stahlspitzen in Achatschalen ruhend verwendet werden. Durch eine geringe Neigung der Drehungssachse kann man dem Pendel eine Ruhelage geben, in die es zurückzukehren strebt und um die es um so langsamer schwingt, je geringer diese Neigung ist. Die Horizontalpendel geben am deutlichsten die langsamten Wellen weit entfernter Beben an, da sie langen Vertikalpendeln entsprechen, die eine langsame Eigenschwingung besitzen. Um möglichst verschiedene Wellenarten aufzuzeichnen, verwendet man daher Pendel von verschiedener Schwingungszeit. Zur Messung der vertikalen Komponente von Beben werden Systeme verwendet, die auf Federkraft oder auf hydrostatischer Grundlage beruhen.

Die Seismographen, deren gegenwärtig eine ganze Anzahl von zum Teil sehr großer Empfindlichkeit in Dienst stehen, deren Beschreibung aber über den Rahmen dieses Buches hinausgeht, verzeichnen die Bewegungen durch Spiegelung auf photographischem Wege auf lichtempfindlichem oder graphisch auf berußtem Papier, das sich unter dem am Pendel befestigten Stifte fortbewegt. Dadurch wird die Bodenbewegung in eine gebrochene

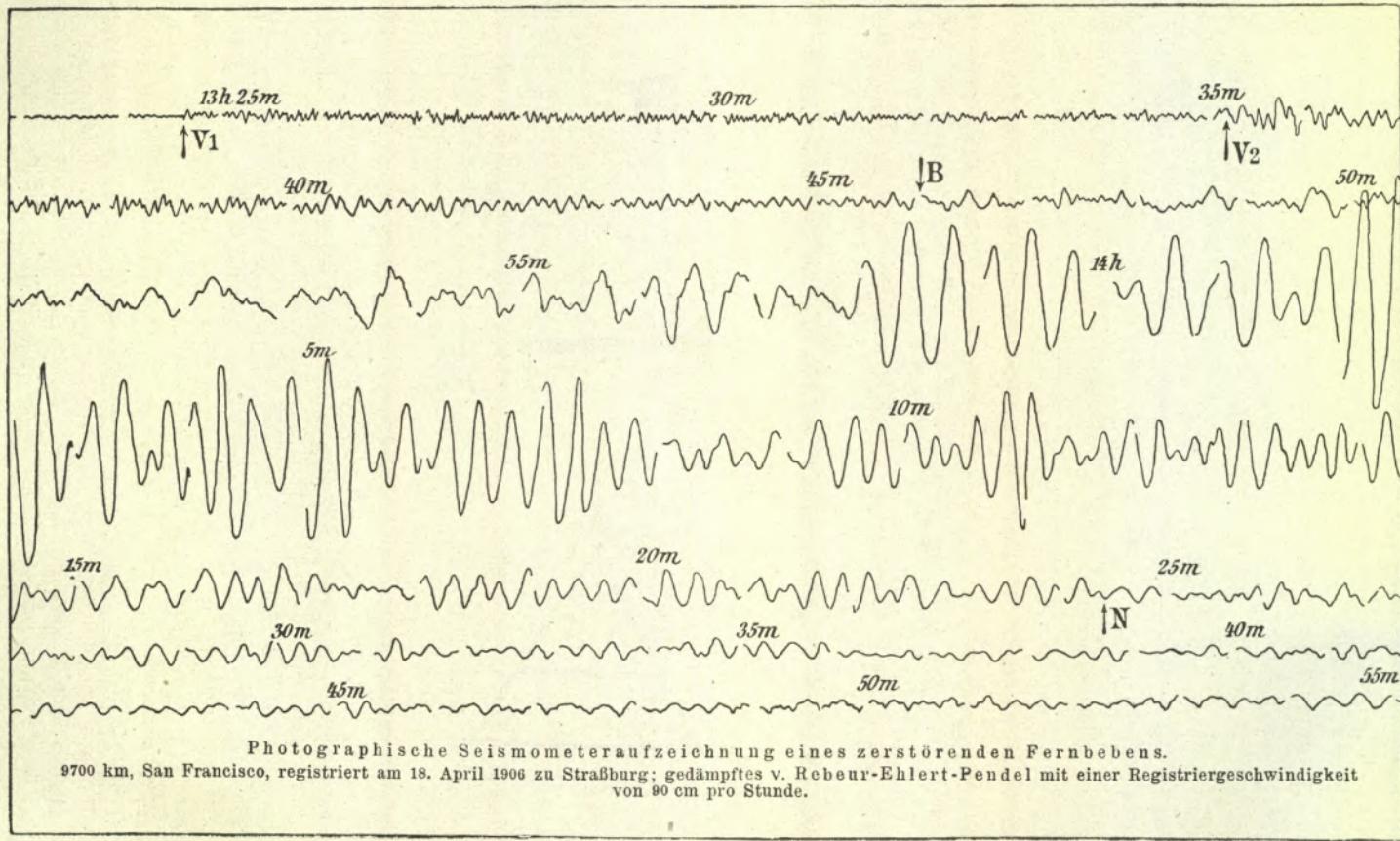


Fig. 213 (nach A. Sieberg)

Linie aufgelöst (Fig. 213), die mit anderen Aufzeichnungen ergänzender Apparate deren Bild geben kann. Da der durch ein Uhrwerk bewegte Papierstreifen die Zeiteinheiten verzeichnet, ist auch Eintritt und Dauer der Erschütterungen direkt abzulesen.

Von der Art des Seismometers hängt die Vergrößerung ab, in der die Aufzeichnungen erfolgen. Der sehr geringen Bewegung bei Fernbeben wegen wählt man sie hoch, etwa 100- bis 200fach. Der heftigen Nahbeben wegen, die diese empfindlichen Apparate meist vorübergehend unbrauchbar machen, benutzt man neben diesen auch weniger empfindliche gleichzeitig.

Bei Ortsbeben ist nach dem Vorhergesagten meist nur die Eintrittszeit und die absolute Bebenstärke zu ersehen, bei Fernbeben das Eintreffen der verschiedenen Bebenphasen und die Intensität. Aus diesen läßt sich mit Hilfe einfacher Formeln, die aus den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der verschiedenen Wellenarten gewonnen worden sind und der Dauer der Phasen die Entfernung und Lage des Epizentrums ermitteln. Jedes regere Bebengebiet hat einen Typus der Seismogramme, eine Familienähnlichkeit der Beben, so daß man schon danach das Epizentrum erkennen kann.

Diese überaus feinfühligen Instrumente verzeichnen natürlich jede Bewegung des Bodens, die z. B. durch vorübergehende Personen, vorbeifahrende Wagen, durch heftigen Wind, durch den Gang von Kraftmaschinen u. dgl. entsteht. Diese hat aber im Seismogramme ganz charakteristische, von den Erdbeben leicht zu trennende Linienführung.

Überaus verschieden ist, wie die Natur der Bewegung, die Aufzeichnung eines Nah- und eines Fernbebens. Bei jenem beginnt das Seismogramm sofort mit voller Amplitude, wie es dem sukkursorischen Stoße entspricht, die sich dann allmählich verkleinert, bis das Pendel zur Ruhe kommt. Bei Fernbeben lassen sich zwei, mitunter nur ein Vorbeben (V_1, V_2) unterscheiden, sodann das Hauptbeben (B) und schließlich ein Nachbeben (N), das die Bewegung ausklingen läßt (Fig. 213). Wie wir im vorhergehenden

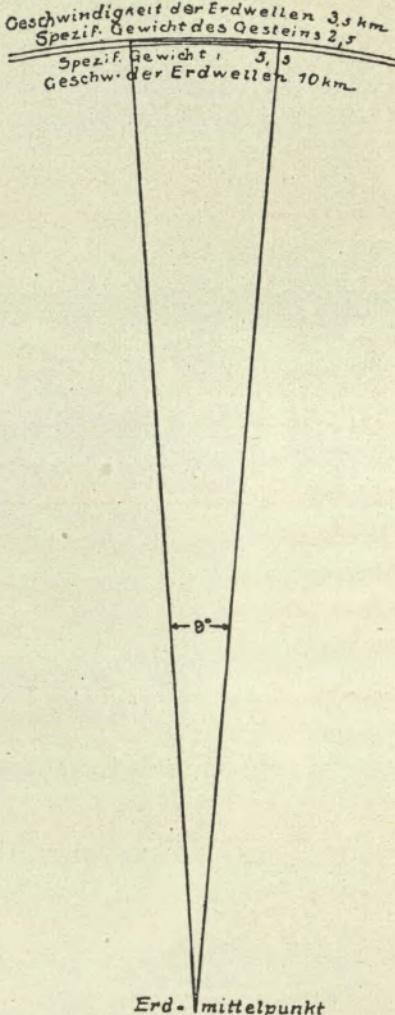


Fig. 214 Erdrinde und Erdkern in ihren relativen Maßen auf Grund der Beobachtung der Geschwindigkeit von Erdbebenwellen (nach Hobbs-Ruska)

gesehen haben, bewirken die longitudinalen Wellen, die durch den Erdkörper hindurchgehen, das erste, die Transversalwellen das zweite Vorbeben, während die vom Epizentrum ausgehenden transversalen Oberflächenwellen das Hauptbeben mit großen, langsamem Schwingungen des Bodens hervorufen. Die Grenze zwischen Nah- und Fernbeben liegt beiläufig bei 1000 km und hängt wohl damit zusammen, daß die direkten Wellen, die auf kürzeren Sehnen der Erdkugel verlaufen, innerhalb der Erdrinde von der Dichte 2,5 dieselbe geringe Geschwindigkeit (zirka 3,5 km pro Sekunde) besitzen wie die Oberflächenwellen, von denen sie also nicht getrennt werden, während die im dichteren Mittel der größeren Erdtiefe laufenden direkten Wellen infolge der größeren Dichte eine größere Geschwindigkeit erreichen und daher den Oberflächenwellen um so mehr vorausseilen werden, je weiter der Beobachtungsort vom Epizentrum entfernt ist. Aus dieser verschiedenen Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen in verschiedener Erdtiefe ergibt sich die Möglichkeit, die Stärke der äußeren Erdkruste zu berechnen, für die man nach dem Durchschnitte der Oberflächengesteine eine Dichte von 2,5 annimmt. Die Entfernung von zirka 1000 km, unter der sich Vorbeben nicht abtrennen, entspricht als Sehne der Erdkugel einem Winkel von zirka 9° und ihr größter Abstand von der Oberfläche ist zirka 23 km (Fig. 214). Das heißt, daß die Erdrinde von geringem spezifischen Gewichte (Sal) eine Stärke besitzen soll, die unter diesem Betrage liegt. Für den inneren Erdkern wird eine durchschnittliche Dichte von 5,5 angenommen, die auch mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen von zirka 10 km pro Sekunde im Einklange steht. Die weiteren Beobachtungen des Verlaufes der Erdbebenwellen im Erdinnern werden wohl noch manigfaches Licht auf diese wenig geklärten Fragen werfen und uns mit der Natur der Erschütterungen und der unzugänglichen Tiefen unseres Planeten bekannt machen.

Erdbebenbeobachtung

Bei der Bedeutung, die die Beobachtung der Erdbeben für die Wissenschaft und die Allgemeinheit besitzt, ist es bei oft nur örtlich begrenzter Äußerung der seismischen Kräfte von Wert, möglichst viele Beobachter dieser Erscheinungen über die ganze Erdoberfläche verteilt zu gewinnen. Das Netz von Erdbebenstationen, die über empfindliche Apparate verfügen, wird fortwährend dichter, aber selbst ohne Instrumente oder mit den einfachsten Hilfsmitteln ist es möglich, wertvolle Angaben zu liefern. Einer der einfachsten Erdbebenanzeiger ist ein Stäbchen, das mit einem Ende leicht in Sand steckt. Bei einem Stoße wird es umgeworfen und zeigt dadurch dessen Richtung an. Es ist nur nötig, mit einem Kompass die genaue Lage des Stäbchens nach den Himmelsrichtungen festzustellen und die möglichst genaue Zeit zu notieren, um einen wertvollen Beitrag zur Kenntnis eines Bebens zu liefern.

Von den großen Erdbebenstationen werden Fragebogen und -karten nach einem Beben an zuverlässige Personen der betroffenen Gegenden ausgesandt, aber jeder Gebildete soll besonders in Orten, die fern von jeder

offiziellen Station liegen, seine Beobachtungen verzeichnen und der Zentrale einsenden. Es ist erforderlich, dabei selbst Beobachtetes von dem von anderen Zeugen Gehörten zu trennen. Das deutsche Frageschema nach Gerland ist folgendes:

1. Ort, Datum des Erdbebens?

2. Um wieviel Uhr (Stunde, Minute, womöglich Sekunde)? Vormittags? Nachmittags?

3. Wo war der Beobachter? Im Freien? Zu Hause? In welchem Stockwerke?

4. Zahl, Dauer der Stöße? Richtung derselben?

5. Welche Wirkung hatte das Erdbeben?

6. Erdbebengeräusche?

7. Verhalten von Quellen, Brunnen usw.?

8. Sonstige Bemerkungen?

9. Adresse des Beobachters?

Schlagende Wetter

Eine Erscheinung, die nach Ansicht mancher Forscher in direktem Zusammenhange mit seismischen Bewegungen stehen soll, sind die **Schlagwetter**, als die der Bergmann die überaus explosiblen Gemenge von Grubengas (CH_4) und dem Sauerstoffe der Atmosphäre bezeichnet, wobei der vorhandene Kohlenstaub die Explosionsgefahr noch erhöht. Sie bilden in den meisten Kohlengebieten eine stete Gefahr, deren Bekämpfung durch Ventilationsanlagen mit großen Kosten seit langem unternommen wird, ohne aber zu einem sicheren Erfolge zu führen. Man nimmt an, daß durch die Bewegung in den Gesteinsschichten die Ritze und Klüfte gelockert werden, so daß die dort in geringen Mengen stets vorhandenen Grubengase austreten können. Ob dies ursächlich von der Erschütterung abhängt oder nicht vielleicht von dem Barometersturze, der ja so oft gleichzeitig mit Beben auftritt, so daß beide von ihm in letzter Linie ausgelöst werden, kann erst durch eingehende Untersuchungen festgestellt werden, die wegen der praktischen Bedeutung der Erscheinung im Gange sind. Gerade Bergbaukundige leugnen aber in letzter Zeit einen Zusammenhang der Schlagwetter mit Bodenunruhen.

III. Das Wirken der Kräfte der Erdoberfläche

A. Die Verwitterung

Sobald die feste Erdrinde gebildet war, begannen die exogenen Kräfte ihr Werk, die danach streben, alle Erhabenheiten abzutragen und alle Vertiefungen auszufüllen, also die ideale Einebnung herbeizuführen. Sie wirken jenen anderen entgegen, die das Relief der Erde zu verstärken trachten. Daraus ergibt sich das wechselnde Bild, das die Oberfläche unseres Planeten im Laufe seiner Entwicklung zeigt.

Die Erstarrungsrinde und die aus dem Erdinnern geförderten Mineralmassen sind ursprünglich das Material gewesen, das diese Kräfte umformen konnten und aus dessen Veränderungen heraus sich die Mannigfaltigkeit der Formen und der Gesteine des Oberflächenreliefs ergibt. Wir haben dabei mit zwei Kräftegruppen zu rechnen, die zerstören und aufbauen und der Abtragung (Erosion) einerseits, der Ablagerung und Gesteinsbildung andererseits entsprechen¹⁾.

Die Abtragung bezeichnet eine Zerstörung von Gesteinsmassen, eine örtliche Verkürzung des Erdradius, die Ablagerung wirkt aufbauend, sie verlängert die Entfernung der Erdoberfläche vom Erdmittelpunkte. Abtragung und Ablagerung schließen einander aus. Wo abgetragen wird, kann nicht gleichzeitig abgelagert werden. Wir haben deshalb streng getrennte Gebiete auf der Erdoberfläche zu umgrenzen, in denen diese gegensätzlichen Vorgänge herrschen. Ebenso schließen sich beide zeitlich aus und wir müssen Perioden der Abtragung von denen der Auflagerung unterscheiden.

Die Masse des abgetragenen Gesteins ist zu jedem Zeitpunkte kleiner als die des abgelagerten, da sich zu diesem die eruptiven Massen und freilich unbedeutend kosmisches Material gesellen.

Es ist eine oft lange und überaus verwickelte Reihe verschiedener Vorgänge, die Abtragung, Ablagerung und Gesteinsbildung miteinander verbindet und das Arbeitsgebiet der Lithogenese (Lithogenie) ist, die

¹⁾ Vielfach wird der Ausdruck Denudation für Abtragung gebraucht; dies ist aber eine Verdrehung des Wortsinnes und Denudation bezeichnet eine Folge der Erosion, die Entblößung früher verdeckter Gesteine. Erosion ist die Tätigkeit, Leistung der abtragenden Kräfte.

sich mit der Entstehung der Gesteine durch Untersuchung der heutigen gesteinsbildenden Vorgänge befaßt. Sie umfaßt daher auch die Bildung der oberflächlichen Erstarrungsgesteine (Laven), die aber in das Arbeitsfeld der Petrographie fallen und von deren Natur in einem vorhergehenden Abschnitte die Rede war. Die Lithogenese unterscheidet folgende Stadien: 1. Ein vorbereitendes Stadium, die Lockerung des festen Gesteins (Verwitterung), 2. den Transport der Zerstörungsprodukte, 3. den Angriff dieser bewegten Massen auf die Erdoberfläche (Korrasion), 4. deren Ablagerung auf der Oberfläche der Lithosphäre, 5. die Verfestigung der abgelagerten Zerstörungsprodukte zu neuen Gesteinen (Gesteinsbildung). Die Stadien 2—3 werden als Abtragung zusammengefaßt.

Alle diese Stadien müssen nicht immer durchlaufen werden. Wenn vulkanische Aschen ausgeworfen werden, beginnt die Reihe der Erscheinungen sofort mit dem Transporte oder der Auflagerung, wenn Granit zersetzt wird, wobei die Produkte an Ort und Stelle liegen bleiben und sich anhäufen, fehlen Transport, Korrasion und Ablagerung und lose abgelagerte Massen können ihre Beschaffenheit unverändert bewahren, so daß keine weitere Gesteinsbildung eintritt.

Bei diesen Vorgängen sind alle exogenen und endogenen Kräfte der Erdoberfläche am Werke und durch ihr Zusammenwirken ergeben sich die so mannigfachen Erscheinungen, die sich nicht nach einem strengen Gesichtspunkte erläutern lassen, sondern von Fall zu Fall einzeln behandelt werden wollen, so daß es im folgenden nur möglich sein wird, die großen Züge zu skizzieren, die ihnen aufgeprägt sind.

Alle Gesteine, die mit der Hydro-, Bio- und Atmosphäre in Berührung kommen, verändern ihre Beschaffenheit in Hinsicht auf Farbe, Gefüge, chemische Zusammensetzung usw. als Folge chemischer oder mechanischer Vorgänge, die auf ihre Zerstörung hinzielen. Da diese hauptsächlich unter dem Einflusse der Atmosphäre, der wechselnden Witterung, vor sich gehen, nennen wir diese Erscheinung Verwitterung. Kein Gestein, auch nicht das festeste, ist gegen diese vollkommen widerstandsfähig. Nach den Kräften, die sie bewirken, unterscheidet man die physikalische, die chemische und die organische Verwitterung.

Physikalische Verwitterung

Die physikalische (mechanische) Verwitterung wird hauptsächlich durch den Wechsel in der Temperatur bewirkt, den die Erdoberfläche erleidet. Diese schwankt nach den Erfahrungen zwischen zirka -70° und $+80^{\circ}$ C. Infolge der Erwärmung dehnen sich die Gesteine aus, bei Abkühlung ziehen sie sich zusammen. Es gehen also molekulare Veränderungen vor sich, die sich als Volums- und Dichteänderungen äußern. Es ist begreiflich, daß durch sie das Gefüge gelockert wird und daß sie umso wirksamer sind, je größer die Temperaturschwankung ist und je rascher sie erfolgt. Außerdem hängen sie von der Beschaffenheit des Gesteins ab, z. B. von seiner spezifischen Wärme, d. i. von der Wärmemenge, die ein

Körper von der Masse 1 braucht, damit seine Temperatur um 1°C erhöht wird. Ist die spezifische Wärme von Wasser 1, so liegt die der Gesteinsarten zwischen $\frac{1}{5}$ und $\frac{1}{7}$; d. h. Gesteine erwärmen sich unter sonst gleichen Bedingungen mehrfach stärker als Wasser.

In trockenen Landstrichen, besonders in Wüsten, sind die Temperaturschwankungen sehr beträchtlich. Dies hängt neben der geographischen Lage von der Trockenheit der Atmosphäre ab, so daß die Insolation überaus kräftig wirkt und die Ausstrahlung des Nachts sehr beträchtlich ist. Daß bei Tag Schattentemperaturen von über 50°C beobachtet werden, während des Nachts das Wasser gefriert, ist eine häufige Erscheinung. Und zwar



Fig. 215 Aushöhlung der Gneisfelsen auf Delos (nach L. Cayeux)

gehen diese Temperaturstürze sehr rasch vor sich. Durch Bestrahlung kann die Gesteinstemperatur 80°C erreichen und plötzlich einsetzende Gewitterregen können eine Abkühlung auf 20° , ja bis auf den Nullpunkt bewirken. Deshalb tritt auch die physikalische Verwitterung in der Wüste stark in den Vordergrund, um so mehr als die Tätigkeit der anderen Kräfte eine untergeordnete Rolle spielt. Ihr Maximum ist mit etwa 1 cm in 2000 Jahren festgestellt worden, wobei aber die Bodenfeuchtigkeit eine große Rolle spielt.

Dunkle Körper absorbieren die Sonnenwärme mehr als hellgefärbte und zusammengesetzte Gesteine, wie die meisten Massengesteine, zeigen verschiedenfarbige Gemengteile, die sowohl verschiedene spezifische Wärme als auch verschiedenes Absorptionsvermögen besitzen und sich verschieden ausdehnen und zusammenziehen. Dadurch wird die Struktur des Gesteins gelockert, das in seine Bestandteile zerfällt. Granit löst sich dabei in groben Sand auf, der aus Feldspat, Glimmer, Quarz und eventuell Hornblende besteht, die meist noch die Kristallform erkennen lassen und chemisch

unverändert sind. Felsen erhalten dadurch infolge von Festigkeitsunterschieden, die an der unzersetzten (frischen) Oberfläche nicht erkennbar sind, oft sonderbare, an rohe Skulpturen erinnernde Formen. Sie bedecken sich mit Gruben, Löchern und Nischen, aus denen das lose Verwitterungsprodukt (Sand und Staub) vom Winde ausgeräumt wird und zeigen Bienenwabenstruktur oder Steingitter. Zuweilen scheint eine Fensterreihe mit schmalen Pfeilern herausgebildet zu sein (Säulengänge) (Fig. 215).

Die Temperaturschwankungen machen sich bis in eine gewisse Tiefe bemerkbar. Bei Erwärmung dehnen sich die oberflächlichen Partien aus, lösen sich schalenförmig von dem Kerne ab, der noch die niedere Temperatur besitzt, bei folgender Abkühlung bewahrt das Innere des Gesteins die höhere Temperatur, die sich rascher zusammenziehende Sprengschale



Fig. 216 Abschuppung eines Granitblockes (nach G. von dem Borne aus J. Walther)

kann sich dem Kerne nicht anpassen und zerspringt in Trümmer. Die Dicke der sich abhebenden Schale ist von der Kohäsion und spezifischen Wärme des Gesteins sowie von der Schnelligkeit der Temperaturschwankung abhängig und beträgt oft nur Bruchteile eines Millimeters, aber auch $1\frac{1}{2}$ m und darüber (Abschuppung, Desquamation). An Sprüngen erfolgt der Zerfall der Gesteine um so leichter. Die Verwitterung ergreift zuerst die Ecken und Kanten und schafft abgerundete, oft kugelige Oberflächenformen. Solche Verwitterungsvorgänge sind in allen trockenen Klimaten häufig und ergreifen alle Gesteine. Von Kalkstein lösen sich meist papierdünne Blätter ab, von Massengesteinen dicke Schalen. Der Granit des Pikes Peak in Colorado, von Texas, Diorite Äthiopiens u. a. geben zahlreiche anschauliche Beispiele (Fig. 216). Diese zwiebelschalengartige Absonderung ist jünger als das Relief, während eine durch Erstarrung bewirkte älter ist. Da aber die Verwitterung und Erosion meist vorgezeichneten Linien geringer Festigkeit folgen, kann sich das Relief solchen Erstarrungsklüften anpassen, so daß

diese Unterscheidung nicht leicht ist (Yosemitetal, Fig. 40). Die physikalische Verwitterung greift natürlich auch die Bruchstücke an und arbeitet an ihrem vollständigen Zerfalle zu eckigem Schutte (Detritus) weiter. Jedes durch mechanische Einwirkung entstandene Verwitterungsprodukt wird als klastisch bezeichnet.

Massengesteine erhalten durch die trockene Verwitterung meist Oberflächenformen, die in ihrer Schroffheit an die Dolomiten Südtirols erinnern.

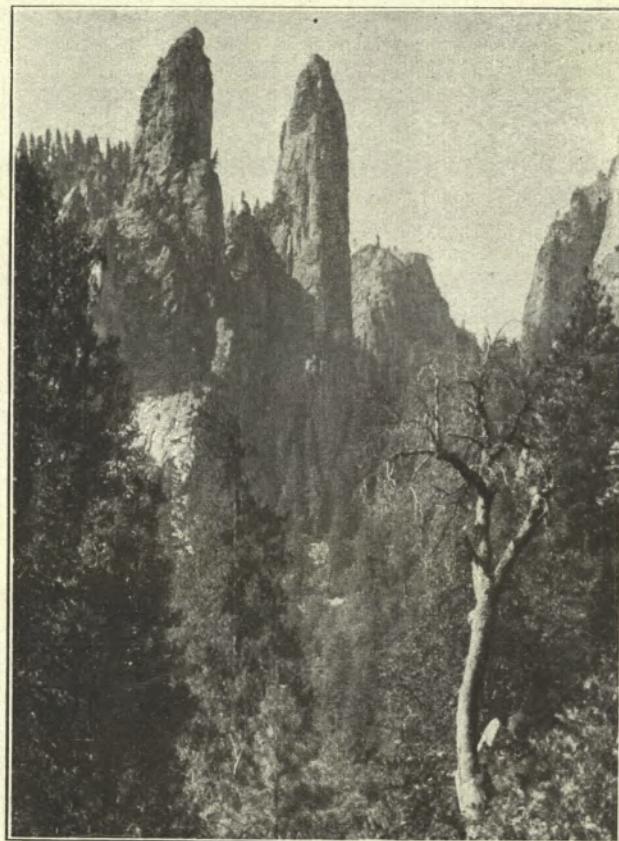


Fig. 217 Die „Kirchtürme“, Felsnadeln im Granite des Yosemitetales, Kalifornien (nach einer käuflichen Photographie)

Daß — wie später gezeigt wird — keine Schutthalden die Flanken oder den Fuß der Berge bedecken, erhöht noch die Kühnheit dieser Zinnen und Zacken. Im Sinai, in Arabien und im Yosemitetale Kaliforniens findet man, wie auch anderwärts, bezeichnende Beispiele (Fig. 217).

Vielfach beobachtet man, daß Gerölle von verschiedener Größe, ja Blöcke bis Hausgröße, die fast stets auch Abrundung zeigen, von haarscharfen Sprüngen durchsetzt und oft in zwei oder viele Stücke auseinander gefallen sind (Fig. 218). Diese Kernsprünge trifft man in den verschie-

densten Gesteinen, in Kalk, Quarz und im großen Maßstabe in allen Massengesteinen. Die Ursache ist wohl die rasche Abkühlung durch Regen nach starker Erhitzung und es liegt dabei meist eine Unterstützung durch vor-gezeichnete Ablösungsflächen (Gare) vor. Um ähnliche Spannungen scheint es sich auch bei den Feuersteinknollen zu handeln, die beim Zerspringen oft sehr regelmäßige Formen annehmen. Wüstenkiesel zerspringen, wenn sie an die Oberfläche gelangen und ihre Bodenfeuchtigkeit durch Austrocknung abgeben (Austrocknungssprünge). Sie zerfallen oft in messerscharfe Splitter oder Napfsprünge lösen mit flachmuscheligem Bruche Schalenkalotten ab.

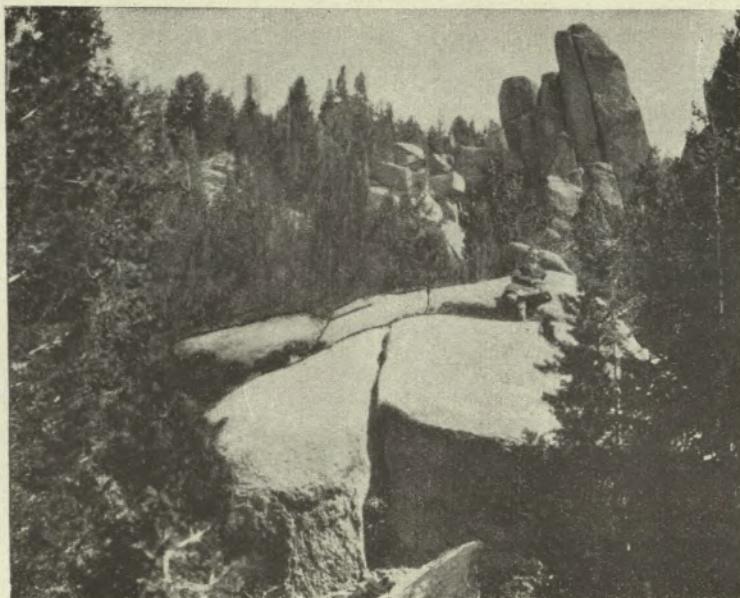


Fig. 218. Klüfte im Granite des Pikes Peak, Colorado (phot. F. X. Schaffer)

Da der Wind den Verwitterungsstaub wegbläst, werden die Blöcke freigelegt und ruhen oft nur mehr auf ein paar kleineren wie auf Füßen oder auf einer beschränkten Fläche auf, so daß sie bisweilen leicht bewegt werden können (Wackelsteine).

Der oft bedeutende Salzgehalt der Gesteine der Wüste übt eine zerstörende Wirkung dadurch aus, daß er sich durch Aufnahme der Feuchtigkeit löst und beim Austrocknen in den kapillaren Spalten auskristallisiert, wobei er mit unwiderstehlicher Kraft das Gefüge der Felsen zersprengt.

Gneis- und Granitfelsen auf der Insel Delos, die vom Wasserstaube der Brandung besprührt werden, zeigen bienenwabenartige Aushöhlungen, die durch die raschen Temperaturschwankungen, durch wiederholtes Austrocknen und durch das Auskristallisieren des Salzes des Meerwassers in den Fugen gebildet werden (Fig. 215).

Eine ähnliche Wirkung besitzt in den Zonen, in denen Fröste häufig sind, das gefrierende Wasser (Spaltenfrost). Dieses dringt von der Oberfläche in die feinsten Poren und Spalten ein und dehnt sich beim Gefrieren aus, wobei es den festesten Felsen zermürbt. Im Hochgebirge und in den Polargebieten, wo die Temperaturschwankungen um den Nullpunkt besonders häufig sind, ist die Wirkung des Spaltenfrostes bedeutend und der bei Sonnenaufgang an Felswänden einsetzende Steinfall (Steinschlag) zeigt, welche Gesteinsmassen tagtäglich auf diese Weise aus dem festen Verbande gelöst werden.



Fig. 219 Zirkus von Gavarnie, Pyrenäen (nach P. Zloklikowits aus G. Künne und H. Schmidt)

Durch die von der Oberfläche eindringenden Fröste wird festes Gestein zersprengt, zum Teil in dünne Platten zerlegt, die eine Art horizontaler Schichtung bewirken. Diese reicht so tief, wie weit die Temperatur unter Null Grad sinkt. Das auf Schichtfugen eindringende und gefrierende Wasser blättert auf diese Weise dünn geschichtete oder schiefrige Gesteine auf. Durch diese Vorgänge wird ebenfalls Abschuppung erzeugt und es entstehen runde Kuppen.

Versuche haben ergeben, daß gelber Sandstein durch den ersten Frost 0.341 g auf den Quadratdezimeter verliert, roter Sandstein 0.032 g , Kalkstein 0.135 g , Carraramarmor 0.007 g , Granit 0.017 g , das heißt, daß ein Kubikdezimeter Kalkstein, der 2700 g wiegt, 0.8 g an Gewicht verliert.

Das von der Schnee- und Eisschmelze stammende Wasser sickert in den Klüften der oberflächlichen Gesteinspartien der Abhänge zu Tal. Wo sich solche feine Wasseradern finden, ist die Frostwirkung besonders kräftig und es bilden sich an den Berghängen unterhalb der Schneegrenze steilwandige Einbuchtungen, die als Zirkusse bezeichnet werden. Wenn diese

sich seitlich erweitern, treten sie hart aneinander heran, so daß nur schmale Felsgrate zwischen ihnen erhalten bleiben, die, da dort keine Sammelstelle für das Wasser ist, immer schärfer sich ausprägen und die Felswände gliedern. Viele Hochgebirgstäler erhalten auf diese Weise einen amphitheatralischen Talschlüß (Fig. 219).

Wiederholtes Gefrieren und Auftauen bewirkt eine intensive Zerstörung des anstehenden Gesteins an der Sohle der Gletscher, wo die Temperaturschwankungen durch Druckschwankungen ersetzt werden, die die Regelation des Eises hervorrufen. Darüber wird bei der Gletschertätigkeit noch die Rede sein.



Fig. 220 Hakenwerfen im Flysch, Purkersdorf, Niederösterreich
(nach einer Aufnahme von G. Götzinger)

An der Meeresküste kann der Fall eintreten, daß der Strand von der Flut überschwemmt wird und das in den festen Fels und die Blöcke eingedrungene Wasser bei Ebbe gefriert, wodurch eine sehr kräftige Verwitterung erfolgt.

Wenn die durch Verwitterung gelockerten oberflächlichen Bodenschichten von Wasser durchtränkt und dem Froste ausgesetzt sind, gefriert dieses in den feinen Zwischenräumen, dehnt sich dabei aus und übt einen Druck aus, der sich besonders in der Richtung des Gefälles in einer Verschiebung der lockeren Massen äußert. Dadurch wird eine Bewegung hervorgerufen, die, so unmerklich sie an und für sich ist, durch Summierung in langer Zeit sehr auffällig wird. Sie wird als Bodenkriechen, das Material als Gekriech bezeichnet. Dieser Vorgang führt zur Ausbildung welliger Bergformen. Schöne Beispiele dafür bietet die Wiener Sandsteinzone.

Auf diese Erscheinung ist auch das Hakenwerfen zurückzuführen, eine oberflächliche Umbeugung steilgestellter Gesteinsschichten in der Richtung des Gefälles der Oberfläche. Hier hat das in die Fugen eingedrun-

gene und gefrierende Wasser die Gesteinsbänke zerbrochen und verschoben (Fig. 220).

Auf die Wirkung des wiederholten Gefrierens und Auftauens werden die sogenannten Steinnetzwerke des Verwitterungsbodens der arktischen Länder zurückgeführt, die dadurch entstehen, daß das feinere Material mehr Wasser aufnimmt und bei dem mit Ausdehnung verbundenen Gefrieren die Gesteinsbrocken radial verschiebt, die beim Auftauen liegen bleiben, während es sich infolge der Volumsverminderung und Adhäsion zusammenzieht (Fig. 221). Es tritt eine Sortierung des Schuttes ein, die ein paar



Fig. 221 Steinnetzwerk, Spitzbergen (nach B. Högbom)

Dezimeter tief reicht und Blöcke von mehreren hundert Kilogramm bewegt. Die Maschen des Netzwerkes erreichen 8 m im Durchmesser und sind meist sechseckig. Das erdige Feld des Innern ist etwas erhöht und erweicht und von einem Steinwalle umgeben. Eine Frostwirkung sind auch die Thufa genannten kleinen, steilen Frosttügelehen Islands, die wohl durch Gefrieren des in den Poren des Bodens enthaltenen Wassers entstehen. Durch die geringen Bewegungen beim Gefrieren und Auftauen entstehen Frostglättungen und Frostschliffkanten.

In erdigem und tonigem Materiale, besonders in schlammigem Boden, entsteht beim Gefrieren Zellenstruktur, indem es von Spalten bienenwabenartig zerteilt wird (Fig. 222). Die Polygone erreichen bis 1 m im Durchmesser, sind meist sechsseitig, die Spalten bis ein paar Zentimeter breit und bis 30 cm tief. Sie gleichen oft ungemein den Trocknungsrissen. Diese zeigen sich, wenn besonders feinkörniges Gestein von geringer Kohäsion, Mergel, Ton u. dgl., seine Feuchtigkeit durch Verdunsten abgibt

(daher **Schwundspalten**). Sie zerlegen die Oberfläche in polygonale, meist fünf- oder sechsseitige Platten und dringen oft mehrere Dezimeter



Fig. 222 Zellenboden, Spitzbergen (nach B. Högbom)



Fig. 223 Trocknungsrisse in Schlamm (phot. F. X. Schaffer)

tiefe in den Boden ein. Sie sind besonders gut in ausgetrockneten Lachen zu sehen (Fig. 223). In sandigem Kalkmergel ist eine Zerlegung in sehr regelmäßige Polyeder beobachtet worden, deren jede Fläche ein System

flacher, konzentrischer Ringe zeigt, die eine Absonderungsscheinung sind. Besonders in Gebieten diluvialer Blockanhäufungen ist die Wirkung der Hitze von Waldbränden an der Abschuppung und Abrundung der Ecken und Kanten der Gesteinstrümmer häufig zu beobachten.

Chemische Verwitterung

Die chemische Verwitterung wird durch die Einwirkung der Luft und des Wassers auf die Gesteine hervorgerufen. Die Luft greift infolge ihres Gehaltes an Sauerstoff, Wasserdampf, Kohlensäure, Ozon und salpetriger Säure die Gesteine unmittelbar an, doch tritt ihre Wirkung gegenüber der des atmosphärischen Niederschlages (Tau, Regen, Reif, Schnee), von der sie nicht getrennt werden kann, ganz zurück. Dessen über die ganze Erdoberfläche reichende Verbreitung — es gibt nur wenige Punkte der Erde, wo seit Menschengedenken kein Regen gefallen ist — und seine Menge machen ihn zu dem wichtigsten Faktor der Verwitterung.

Das Wasser wird in seiner chemischen Wirkung beträchtlich durch seinen Gehalt an Kohlensäure, Sauerstoff, Salpetersäure (in den Tropen bis zu 16·25 *mgr* im Liter) und organischen Säuren (Humussäuren) unterstützt. Was das Wasser lösen kann, entführt es, wie Kieselsäure und Silikate von Natron, Kalk und Eisenoxyden, Karbonate von Kali, Natron, Kalk, Magnesia, Eisen- und Manganoxydul, Sulfate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, dann Chlor- und Fluorverbindungen. Dadurch erhält das Wasser eine große Lösungskraft. Der schwerlösliche Rückstand enthält hauptsächlich wasserhaltige kieselsaure Tonerde und Magnesia.

Löslich ist jedes Mineral, selbst dasjenige, das im Sprachgebrauche als unlöslich bezeichnet wird. Salze, unter denen das Steinsalz wegen seiner weiten Verbreitung eine besondere Rolle im Haushalte der Natur spielt, sind so leicht löslich, daß sie schon durch die Luftfeuchtigkeit zerfließen, wie die Kalisalze, Salpeter, Alaun. Sie können sich an der Erdoberfläche nur in ganz regenarmen Landstrichen erhalten oder in der Erde dort, wo sie von wasserundurchlässigen Schichten vor der Auflösung geschützt sind. Der Salzgehalt, der vielen Gesteinen in geringem Maße eigen ist, wird von den Sickerwässern entführt. Deshalb ist der Boden in Gebieten, deren Niederschlag größer ist als die Verdunstung, die also drainiert sind, entsalzt. Dabei wird schon das Gefüge gelockert und es können chemische Veränderungen eintreten. In Wüsten spielt das Salz als Lösungsmittel eine weitverbreitete Rolle, indem es in fein verteilem Zustande in die Poren und Fugen des Gesteins geblasen wird und infolge seiner hygroskopischen Eigenschaften die geringe Luftfeuchtigkeit aufsaugt und chemisch wirkt. Dies ist besonders an schattigen Stellen der Fall, wo die Verdunstung nicht so rasch vor sich geht und die Verwitterung erzeugt dort Gruben und Löcher, die wiederum die Ablagerung des Salzstaubes erleichtern und die Feuchtigkeit bewahren. Eine sehr charakteristische Erscheinung der Wüstenverwitterung sind die Hartrinden, die sich meist mehrere Zentimeter stark auf Kalkstein und anderen Gesteinen finden, deren Inneres aber ganz mürbe ist. Sie werden auf chemische Wirkungen der Bodenfeuchtigkeit

zurückgeführt, die als Trägerin von Salzen durch die Verdunstung an die Oberfläche gesaugt wird. Eine andere, ebenfalls auf chemische Vorgänge zurückzuführende Oberflächenerscheinung der Wüsten sind die Dunkelrinden (Schutzzrinden), die hauptsächlich aus Mangandioxyd, Eisenoxyd, Kobalt und Kieselsäure bestehen und eine gelbe, braune bis schwarze Farbe besitzen. Sie überziehen Felsen, Blöcke, Gerölle und Petrefakten, sind nur Bruchteile eines Millimeters stark und unabhängig von der Färbung des Gesteins. Bei ihrer Entstehung spielt aber dessen petrographische



Fig. 224 Karrenfelder nächst Opčina bei Triest
(nach einer Aufnahme des Club Turisti Triestini)

Beschaffenheit eine Rolle, manchem fehlen sie. Besonders kieselige Gesteine werden stark gebräunt. Die der Sonne ausgesetzte Seite von Geröllen ist gewöhnlich dunkler gefärbt als die Gegenseite. Die Schutzzrinde bildet sich aus den kapillar an die Oberfläche steigenden Lösungen von Salzen, an denen die Gesteinsfeuchtigkeit der Wüstengebiete meist sehr reich ist. Man findet sie nur auf unverwitterten, festen Gesteinen. Da altägyptische Denkmäler sie zeigen, kann sie sich also in geologisch genommen kurzer Zeit bilden. Auf Sandstein erreicht sie eine besondere Dicke, was wohl mit der leichteren Durchlässigkeit des Gesteins zusammenhängt und überzieht wie Eisenschalen die ganze Gegend, so daß Reisende vulkanische Gesteine zu sehen vermeinten. Großenteils ist die Rinde durch den treibenden Sand

glatt poliert und glänzend. Niederschläge zerstören sie, so daß sie ein untrügliches Zeichen dafür ist, daß ein Gebiet durch lange Zeit ein unverändert trockenes Klima besitzt.

Gips ist viel schwerer löslich als Salz: 1 Teil in 460 Teilen Wasser. Doch werden Gipslager von den Tagwässern stark ausgenagt, es bilden sich tiefe Rinnen an der Oberfläche, Löcher dringen in das Gestein ein und längs der Spalten entstehen schachtförmige Hohlräume, sogenannte Gipsschläote.

Kohlensaurer Kalk ist noch schwerer löslich, doch wird das Wasser durch seinen Gehalt an Kohlensäure befähigt, in 1000 Teilen einen Teil davon als Bikarbonat zu lösen. Dolomit ist noch weniger löslich und für die übrigen felsbildenden Minerale, vor allem Silikate, gilt dies in erhöhtem

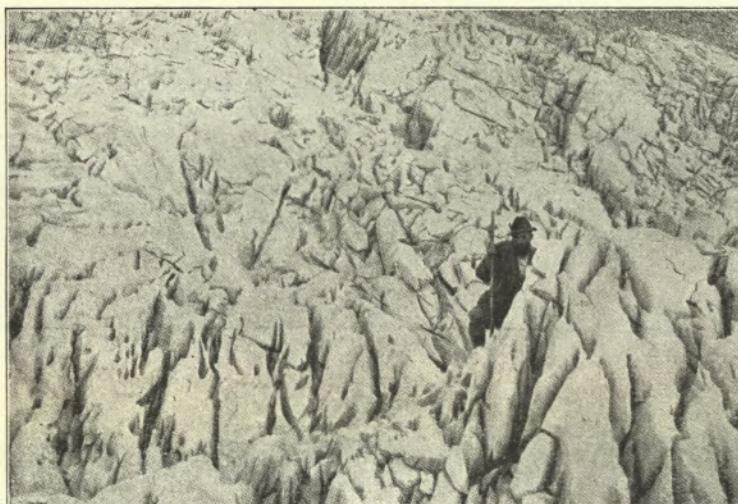


Fig. 225 Karren im Kalkgebirge (nach M. Eckert)

Maße. Kalk- und selbst Kieselgebilde von Organismen werden von Salz- und Süßwasser angegriffen, korrodiert und sehen wie angefressen aus. Die Oberfläche von Kalken und Dolomiten wird durch den Angriff der Wässer matt und verfärbt und zeigt infolge Ätzung Körnelung oder Rillen und Furchen, die unregelmäßig oder orientiert nach der Gestalt der Oberfläche verlaufen (Regenrillen, Fig. 224). Härtere Partien, wie Ausfüllungen von Sprüngen, treten erhaben hervor. Regenrillen finden sich in tropischen Ländern, wo die Lösungerscheinungen viel intensiver sind, auch auf Massengesteinen.

Eine Verwitterungerscheinung des Kalkes sind die sogenannten Karren, Schratten, die sich auf kahlen Felsen (Fig. 225) finden. Es sind dies Furchen, die den Klüften entlang von den Tagwässern ausgenagt werden und durch scharfe, brettgleiche Steinwände voneinander getrennt sind. Die Größe dieser Gebilde ist sehr wechselnd, sie erreichen von einigen Dezimetern bis zu 20 m Tiefe und 3 m Breite, doch läßt sich dafür kein

bestimmter Wert angeben, da von flachen Rinnen, die durch ganz schmale Leisten getrennt sind, alle Übergänge bis zu den Beispielen auftreten, die parallel stehenden Mauern gleichen. Oft sind viele Quadratkilometer von ihnen bedeckt. Es scheint das Wasser der Schneeschmelze, das sehr reich an Kohlensäure ist und längere Zeit einwirken kann als die rasch abfließenden Regen, dabei besonders wirksam zu sein. Deswegen sind Karrenböden (Karrenfelder) hauptsächlich im Kalkhochgebirge zu finden. Die Karren sind, der Klüftung entsprechend, meist nach einer Hauptrichtung orientiert. Nebenrisse bewirken Erweiterungen, trichter- und röhrenförmige Höhlungen. Ähnliche Rinnen kann man an Kalkfelsufern mancher Seen beobachten, wo sie das Wechselspiel von Wellen und zurückströmendem Wasser ausnagt. Die Oberseite künstlich zugehauener Quadern,

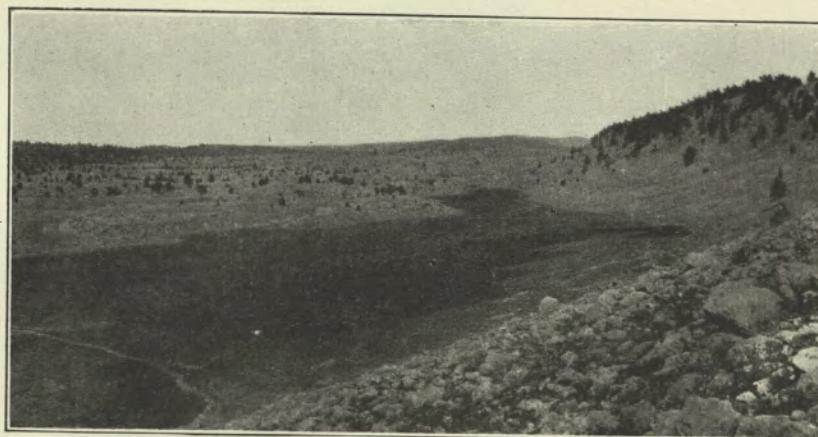


Fig. 226 Langgestreckte, dolinenähnliche Mulde auf dem Karstplateau Kilikiens
(phot. F. X. Schaffer)

die lange dem Einflusse der Atmosphärierlichen ausgesetzt gewesen sind, wie Randsteine der Straßen und manche antike Skulpturen, haben durch Regenrillen stark gelitten. Nach freilich rohen Schätzungen verwittert Kalkstein oberflächlich in 30.000 bis 70.000 Jahren um einen Meter. Doch dürfte diese Zeit zu hoch gegriffen sein. In Kalkgebirgen trifft man vielfach unregelmäßige, zylindrische Hohlräume, die, oft in großer Zahl vertikalen Springen folgend, den Kalkstein durchsetzen. Sie werden als geologische Orgeln bezeichnet.

Wenn man die in Kalkgebirgen meist nur dünne Vegetations- und Humusdecke entfernt, tritt der Fels wie zerhackt und zerfressen hervor. Diese Verwitterungsformen sind also schon unter der Pflanzendecke entstanden und sie werden der Wirkung der organischen Säuren zugeschrieben, die das Wasser der Humusschicht entnimmt, die bei der fortschreitenden Entwaldung leicht austrocknet und von Wässern und Winden entfernt wird. Man hat in den Küstenländern des Mittelmeeres beobachtet, wie die Entblößung der Kalkfelsen auf diese Weise vor sich geht und die Trockenheit und Hitze des Sommers das Fußfassen einer neuen Vegetationsdecke ver-

hindern, das künstlich unter großen Kosten gefördert werden muß. Gebiete, deren Oberfläche die eben besprochenen Verwitterungsscheinungen des Kalkes zeigen, werden nach dem Karste Istriens als Karstlandschaften bezeichnet.

Das an Spalten des Kalksteins einsickernde Wasser erweitert diese durch Auflösung, es entstehen senkrechte Schächte und horizontale Kanäle,

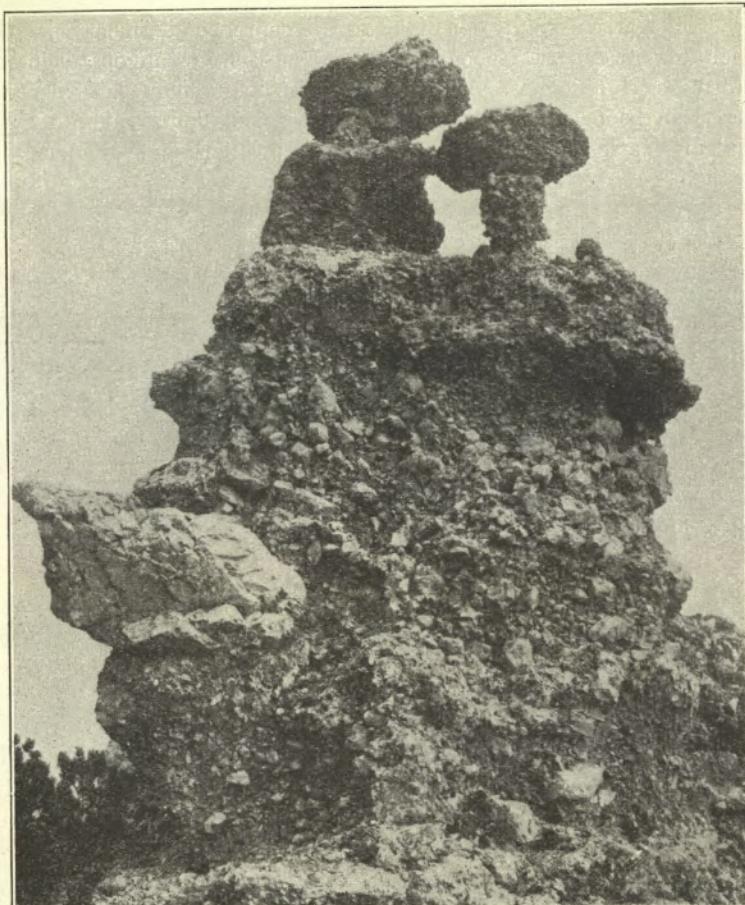


Fig. 227 Verwitterungsform in Breccie am Dachstein
(nach einer Aufnahme von O. Simony)

die miteinander in Verbindung stehen und sich verzweigend viele Kilometer verfolgt werden können. Daß die großen Höhlensysteme der Karstländer wenigstens der Anlage nach auf Lösungsvorgänge zurückzuführen sind, ist zweifellos. Die späteren Erweiterungen scheinen aber größtenteils ein Werk der Erosion und des Einsturzes zu sein. (Siehe Karsterscheinungen!) Auf die Auflösung des Kalkes werden auch die Dolinen oder Karstrichter zurückgeführt; das sind Mulden von mehr minder kreisförmigem

Umrisse, die an Spalten des Gesteins, besonders an deren Kreuzungsstellen, oft in Reihen auftreten und deren Boden von einer roten Erde, der Terra rossa, bedeckt ist, die der zusammengeschwemmte, eisenschüssige, tonige Lösungsrückstand des Kalksteins ist, ein Gemenge von freiem Aluminium-



Fig. 228 Herkulessäulen im Bielagrunde, Sächsische Schweiz
(nach einer Aufnahme von R. Besser, Dresden)

hydroxyd-Gel, Eisenoxydhydrat-Gel und Tonsubstanz in verschiedenem Mischungsverhältnisse. Vielfach umgelagert, stammt sie wohl zum Teil aus dem Jungtertiär. Die Dolinen gehen gegen die Tiefe in Klüfte über. Es gibt auch längliche und unregelmäßig gelappte (Fig. 226) und ihre Dimensionen sind überaus schwankend. Sie können oft nur einen halben Meter, aber auch hundert Meter im Durchmesser haben und ihre Tiefe erreicht 30 m. Da in einer mittelgroßen Doline $10.000 m^3$ Kalk gelöst sind, ist der

bedeutende Lösungsrückstand erklärlieblich. Daß sich Karsttrichter auch durch plötzliche Senkung des Bodens bilden, muß auf Einsturz in der Tiefe zurückgeführt werden (Einsturzdoline). An jungen, gehobenen Kalkriffen kann man vielfach Höhlungen beobachten, auf deren Boden Terra rossa liegt, die durch Auflösung des unreinen Kalksteins entstanden ist. In manchen Fällen handelt es sich aber, wie auf rezenten Koralleninseln, um Zersetzungprodukte vulkanischen Materials, von Asche, Bimsstein usw.



Fig. 229 Mit Eindrücken versehenes Gerölle

Die lösenden Wässer folgen in geschichtetem Gesteine den Schichtfugen und zerlegen es in Platten; durch Auslaugung dünner Zwischenlagen rufen sie Blätterung und weiteren raschen Zerfall hervor. Sandsteine und Konglomerate, die durch ein kalkiges Bindemittel verkittet sind, zerfallen durch dessen Auflösung und geben Anlaß zur Bildung pittoresker Fels-

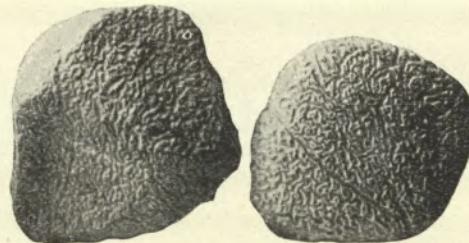


Fig. 230 Rillensteine

formen (Fig. 227, 228). Gerölle in Schotter werden an den Berührungsstellen mit benachbarten Geröllen durch den Druck und das sich dort kapillar haltende Wasser angegriffen und zeigen flache Gruben, sogenannte Eindrücke (Fig. 229). Erforderlich ist eine Regelung der Wasserzufuhr durch eine durchlässige Überdeckung. Man findet diese Gruben auf Kalk, Dolomit, Quarzit, Kieselschiefer, Feuerstein, Hornstein, kristallinen Gesteinen, Grauwacken u. a. Gesteinen.

Ein viel schwächeres Lösungsmittel für Kalk ist das Meerwasser, das aber infolge seiner ewigen Bewegung und im Wechsel von Ebbe und Flut im Bereiche der Gezeiten wahre Karrenfelder entstehen läßt.

In Wüsten sind Kalksteinbrocken oder -gerölle, die auf der Landoberfläche oder in geringer Tiefe liegen, vielfach mit feinen Rillen, die sich meist gabeln, bedeckt (Rillensteine, Fig. 230). Über dem Boden sind die Rillen unscharf und geglättet, da sie vom Sandwinde abgeschliffen sind, unter der Oberfläche sind sie scharf und rauh. Sie entstehen im Boden durch einsickernde Tagwässer oder durch die aufsteigenden Wässer, die wegen ihrer Anreicherung an Salzen eine ätzende Wirkung ausüben. Diese Erscheinung zeigt große Ähnlichkeit mit der Skulptur der Moldavite. Rillensteine und Steingitter finden sich auch in feuchtem Klima als Lösungserscheinungen bei selbst geringen Härteunterschieden des Gesteins.



Fig. 231 Verwitterungsnischen der Höhlenstadt von Gödet, Kleinasien
(phot. F. X. Schaffer)

Auf die lösende Wirkung von Sickerwässern ist die Bildung der Nischen zurückzuführen, die bei einem Wechsel härterer und weicherer Kalksteine und Mergelkalke der Bankung entsprechend in regelmäßigen Reihen oft zu hunderten steile Felswände bedecken (Fig. 231). Sie liegen stockwerkartig übereinander und sind bisweilen durch Nachbruch der Hangendschichten regelmäßig gewölbt. Zwischen ihnen sind oft nur ganz schmale Scheidewände erhalten, so daß die Talwand ein architektonisch gegliedertes Aussehen erhält. Die Nischen reichen oft viele Meter tief in den Berg hinein und haben vielerorten, besonders in dem abgebildeten Beispiele, als Troglodytenwohnungen gedient.

Ebenso bedeutend wie die lösende Wirkung des Wassers ist die zerstrende und umwandelnde, die als die eigentliche Verwitterung bezeichnet wird und oft sehr verwickelte Vorgänge darstellt. Wasserfreie

Mineralien werden durch Wasseraufnahme in wasserhaltige verwandelt (Hydratation, Hydratisierung). So bildet Anhydrit unter einer Volumsvergrößerung um zwei Drittel Gips, wobei sich Faltungen und Stauchungen einstellen (Blähungen des Gipses, Gekrösestein, Fig. 232). Eisen-

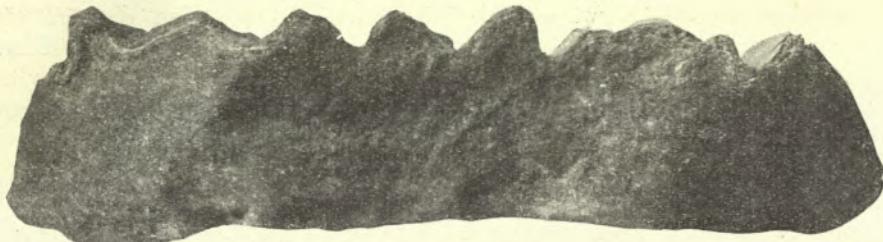


Fig. 232 Gefalteter Gips (Gekrösestein), Wieliczka, Galizien

oxyd (Roteisenstein) geht in Eisenoxydhydrat (Brauneisenstein) über. Durch Sauerstoffaufnahme (Oxydation) verwandelt sich Magneteisen (Eisenoxyduloxyd) in Roteisenerz, Manganoxydulkarbonat in Manganoxyd und -hyperoxyd (Pyrolusit, Psilomelan). Sulfide (Schwefelmetalle) gehen in leicht-

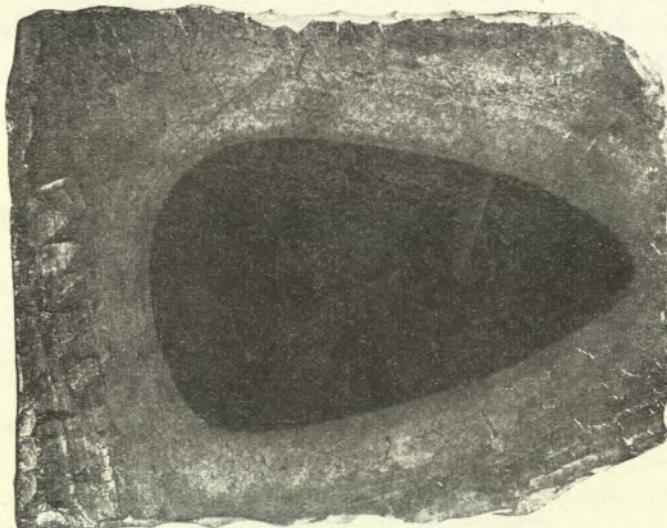


Fig. 233 Verfärbung durch Oxydation im Mergelkalke von Solnhofen

lösliche Sulfate (schwefelsaure Metallsalze, Vitriole) über, die mit kohlen-säurehaltigen Wässern Karbonate bilden. Eisenkieslager sind oberflächlich in Rot- und Brauneisen verwandelt (Eiserner Hut), wobei eine Anreicherung des Eisengehaltes eintritt. Organische Beimengungen bilden, der Oxydation ausgesetzt, Kohlensäure; kohlige und bituminöse Imprägnationen, die vielfach die Dunkelfärbung hervorrufen, verschwinden und die Gesteine werden gebleicht. Erdöl bildet durch Oxydation Ozokerit und Asphalt.

Der Eisengehalt des Bindemittels vieler Sandsteine, wie z. B. des Flysch-sandsteins der Alpen, vermutlich fein verteilter Schwefelkies, wird an der Atmosphäre in Eisenoxyd und Eisenhydroxyd verwandelt, während die Schwefelsäure den rascheren Zerfall des Gesteins bedingt. Dabei wird die ursprünglich blaugraue Farbe des Gesteins rostbraun oder rostrot. Diese Verfärbung schreitet von der Oberfläche gegen das Innere eines Gesteinsblockes fort (Fig. 233). Mit ihr geht ein Verlust der Festigkeit Hand in Hand, das Gestein wird mürb und es erfolgt eine schalige Zersetzung und Blätterung. Man kann an jeder Gesteinsbank sehen, wie diese Umwandlung von den Schichtflächen und Sprüngen nach innen fortschreitet und ein frischer, blaugrauer, fester Kern von einer brüchigen, verfärbten Rinde umgeben ist. Die mürben Partien lösen sich ab und zerfallen in eine gelbliche oder rötliche, lehmige Masse, die aus Ton, Quarzsand und Glimmerschüppchen besteht. Dieses Zersetzungssprodukt (Zersetzung s le h n) bedeckt den Boden und ist wasserundurchlässig. Solche Gesteine eignen sich daher dort nicht als Bausteine, wo sie dem Angriffe der Atmosphärilien ausgesetzt sind.

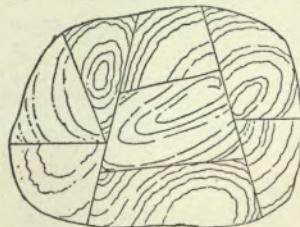


Fig. 234 Farbenringe in einem von Spalten durchschnittenen Kalkblocke (nach J. Walther)

Eine ähnliche Verfärbung erfolgt bei vielen Kalken und Mergeln. Wenn sie von feinen, im frischen Zustande kaum sichtbaren Sprüngen durchzogen sind, geht die Verfärbung in den einzelnen Bruchstücken unabhängig vor sich, so daß entweder wie in Fig. 234 konzentrische oder wie in Fig. 235 nach der feinen Schichtung verlaufende, oft überaus zarte Zeichnungen entstehen (Ruinenmarmor).

Eine ähnliche Umwandlung machen die oberflächlichen Partien von blauen oder blaugrauen Mergeln und Tonen (Tegeln) durch, die Schwefel-eisen als Konkretionen und in fein verteiltem Zustande als Färbungsmittel enthalten. Der Pyrit verwandelt sich in das Hydroxyd und die Schwefelsäure verbindet sich mit dem Kalke des Tegels zu Gips, der in Drusen auskristallisiert. Damit ist eine gelbliche bis rostrote Verfärbung verbunden. Im Gegensatz zu den oxydierenden Vorgängen in den höheren Lagen herrscht in den tieferen Reduktion, es bildet sich durch Einwirkung der sich zersetzenden organischen Substanzen auf Eisensalzlösungen Pyrit. In vielen Schiefern, Sandsteinen und Konglomeraten, besonders in Trocken-gebieten, herrschen lebhafte rote, grüne und graue Färbungen, oft schichtweise wechselnd. Die rote Farbe ist durch Ferri-, die grüne und graue durch Ferroverbindungen bedingt, die die einzelnen Körner als feinste Häutchen umgeben. Die rote Farbe des Hämatits ist die ursprüngliche, die grüne und graue sind eine Folge der Reduktion durch organische Substanzen.

Doch dies führt schon zu den chemischen Umwandlungen, die im Innern der Gesteine vor sich gehen und die als Diagenese noch besprochen werden sollen.

Die am Aufbaue der Erdrinde hauptsächlich Anteil nehmenden Silikate werden von dem kohlensäurehaltigen Wasser zersetzt, es bilden sich Karbonate von Kalk, Kali, Natron, Eisenoxydul und Manganoxydul, die Kiesel säure wird frei. Die Silikate von Tonerde und Magnesia bleiben meist als wasserhaltige Silikate (Ton und Kaolin) zurück, die deswegen in größter Ausdehnung die Verwitterungsdecke bilden. Die chemische Verwitterung

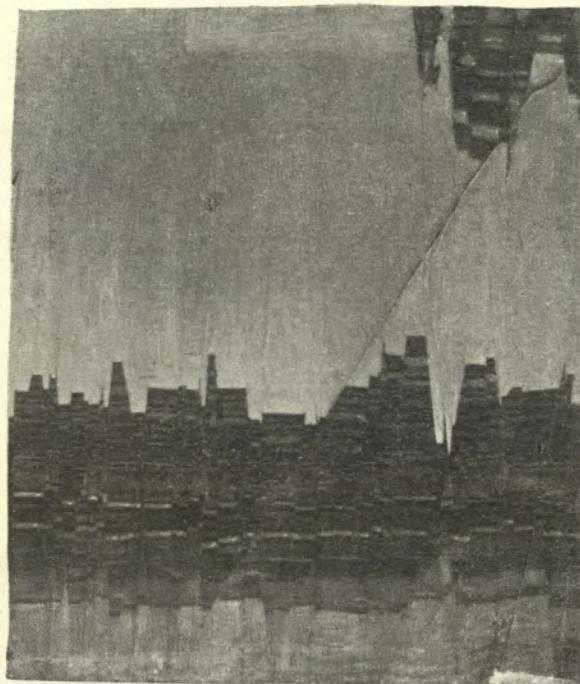


Fig. 235 Ruinenmarmor, Elixhausen, Salzburg

ist in den Tropen unter feuchtem Waldboden besonders kräftig und verändert das Gestein tiefgründig. Und zwar bildet sich dort ein ziegelroter, unreiner Ton (Tonerdehydrat), der als Laterit bezeichnet wird. Seine Farbe verdankt er dem hohen Gehalte an Eisenoxyd. Seine Entstehung wird auf hydrolytische Wirkung des Wassers zurückgeführt, wobei die Kiesel säure und alkalischen Bestandteile weggeführt werden. Die Zusammensetzung des Laterits ist je nach dem Grundgebirge verschieden und man bezeichnet ihn darnach als Granitlaterit, Basaltlaterit usw. Die Terra rossa ist wenigstens teilweise eine ähnliche illuviale Bildung humoser Waldböden. Ein gleiches Verwitterungsprodukt aus der Kreidezeit stellt der Beauxit vor, ein Gemenge von Aluminiumhydrat und Eisenhydroxyd.

In gemäßigtem, feuchtem Klima bildet sich an den sanften Abhängen von Bergen, die besonders aus kristallinischen und sandigtonigen Gesteinen

bestehen, ein zäher, gelber oder brauner Lehm, ein wasserhaltiges Tonerdesilikat, das durch Sand und Brauneisen verunreinigt ist (Gehängelehm) und in dem sich Brocken des zum Teil verwitterten Grundgebirges finden. Diese Lesesteine sind von Wichtigkeit für das Erkennen des Untergrundes, wo er sonst der Beobachtung nicht zugänglich ist. Die Verwitterungsböden (Rohböden) werden je nach den vorherrschenden Gemengteilen als sandreiche Lehmböden und sandarme Tonböden, Sandböden (mit 80% und mehr Sand), Mergelböden (Ton und Sand mit 20% und mehr Kalk), Staubböden usw. bezeichnet. Diese Unter-



Fig. 236 Blockverwitterung und Pilzfelsen im Granit bei Eggenburg, Niederösterreich
(nach einer Aufnahme von G. Hiesberger, Eggenburg)

scheidungen sind von großer Wichtigkeit für den Ackerbau und Gegenstand eines eigenen Zweiges der Geologie, der Agrogeologie (Pedologie, Bodenkunde), die in manchen Staaten (Deutschland, Ungarn) rege betrieben wird.

Die Verwitterung reicht unregelmäßig tief hinab und es ist von Bedeutung ihre Tiefe festzustellen, was durch Handbohrungen geschieht. Wird der Rohboden z. B. bei einem Klimawechsel abgeräumt, tritt der unregelmäßig verwitterte Felsgrund zu Tage, auf dem die schwereren Gesteinstrümmer liegen geblieben sind, die, abgerundet und verwittert, von Bergschutt leicht zu unterscheiden sind. Alle an Ort und Stelle aus der Verwitterung des Gesteins hervorgegangenen Bodenarten werden als Eluvium bezeichnet.

Die chemischen Verwitterungsvorgänge sind in ihrer Wirkung durch die Menge des fallenden Niederschlages, die Länge der Zeit seiner Einwirkung, den Gehalt an Säuren und die Temperatur bestimmt. Sie sind in warmen, feuchten Gebieten (Tropen) am größten. Die Nordseite der Berge



Fig. 237 Rudolfstein im Fichtelgebirge. Plattige Verwitterung
(nach einer käuflichen Photographie)



Fig. 238 Steinmeer im Spiegelwalde, Böhmerwald (nach einer Aufnahme von H. Eckert)

zeigt deshalb oft stärkere Verwitterung als die Sonnenseite, ebenso die Schattenseite von Felsen und Blöcken, die auch an ihrem Fuße die Feuchtigkeit länger bewahren, so daß dort eine raschere Zerstörung Platz greift, wodurch sich tiefe Höhlen bilden können und der untere Teil von isolierten Blöcken so stark angegriffen wird, daß pilzförmige Formen, Pilzfelsen, entstehen (Fig. 236). In feuchtem Klima hält die Pflanzendecke die Feuchtigkeit länger und es ist die Verwitterung stärker.

Klüfte und Spalten des Gesteins begünstigen das Eindringen der Wässer und daher die Zersetzung. An ihnen schreitet sie rascher fort und man kann an Massengesteinen sehen, wie sie eine Auflösung in Blöcke von meist rundlicher, kugeliger oder wollsackähnlicher Gestalt oder in dicke Platten bewirkt. Viele Gipfel von Mittelgebirgen werden durch eine solche Blockanhäufung gekrönt (Blockgipfel, Fig. 237) oder es sind weite Flächen von ihnen bedeckt (Block- oder Felsenmeere, Fig. 238). Schreitet der Zerfall weiter, entsteht ein grober Grus, der durch die Abspülung von den feinsten Zersetzungspprodukten befreit wird. In Massengesteinen oder kristallinen Kalken entstehen, wenn sie stark zerklüftet sind, auch in unserem Klima schroffe Felsformen.

Organische Verwitterung

Neben den beiden besprochenen Verwitterungsvorgängen spielt die durch den Lebens- und Verwesungsprozeß der Organismen verursachte Zer-



Fig. 239 Tintenstriche auf einer Felswand (phot. F. X. Schaffer)

störung der Gesteine, die organische Verwitterung, eine mehr untergeordnete Rolle, wenn man die dabei umgewandelten Massen in Betracht zieht. Sie ist aber von ganz besonderer Bedeutung für den Haushalt

der Natur, da sie es ist, die hauptsächlich den Boden, die Dammerde, Ackerkrume, jene oberflächliche Erdschicht schafft, die dem Pflanzenwuchse Nahrung gibt und dadurch erst ein reicheres Leben auf dem Festlande gestattet.

Niedere nitrifizierende Bakterien (Nitromonaden) nehmen Kohlensäure und Stickstoff ohne Anwesenheit organischer Verbindungen und auch bei vollständiger Dunkelheit aus der Luft auf und liefern Ammoniak und Salpetersäure. Dadurch wird der nackte Fels angegriffen und von einer Verwitterungsschicht bedeckt, in der humose Stoffe vorhanden sind. Damit ist schon der Boden für höhere Pflanzen vorbereitet. An vielen kahlen Felswänden sieht man bläuliche oder schwärzliche, vertikal ver-



Fig. 240 Kalkstein, von Lithophaga (Bohrmuschel) angebohrt.

laufende Streifen, sogenannte Tintenstriche (Fig. 239). Es ist dies ein feinfilziger Überzug von fädigen und Kieselalgen und einzelligen Tieren, die nur wenige Wochen im Jahre Feuchtigkeit haben und sonst austrocknen. Sie greifen mit abgeschiedenen Säuren den Felsen an und beginnen die Verwitterung. In Spalten findet sich stets etwas Humus, in dem in 1 mm^3 52 Individuen von Bodenbakterien gezählt worden sind. In der oberflächlichen Bodenschicht treten überall Bakterien in großer Zahl auf, die bei der Verwesung organischer Stoffe mitwirken und Kohlensäure und Ammoniak liefern. Niedere Flechten finden sich auf glatten Felsen, auf Quarzgerölle und Laven, ja sogar auf Fensterglas, die sie mit ausgeschiedenen Säuren ätzen und damit für die weitere Zerstörung vorbereiten. Algenvegetation kann Furchen auf Gestein hervorrufen. Die Wurzeln höherer Pflanzen dringen in die Poren, in Löcher und Spalten des Gesteins, die sie infolge

Lösung durch Säuren erweitern. Ihr Wachstum arbeitet dabei mechanisch in gleichem Sinne, wobei sie selbst feste Felsen sprengen. Freilich hilft die mechanische Wirkung der vom Winde bewegten Bäume mit. Häufig sieht man mächtige Stämme in klaffenden Felsen wurzeln. Die verwesenden Pflanzenstoffe, die dem Boden beigemengt werden, wirken durch die sich bildende Kohlensäure und Humussäure auf die Silikate zersetzend — aufschließend — und bereiten die Nährstoffe, den Kalk und die Alkalien, zur Aufnahme durch die Pflanzen vor.

Der Pflanzenmoder, der den oberflächlichen Bodenschichten beigemengt ist, bildet den Humusboden, der gegen die Tiefe in die Roherde

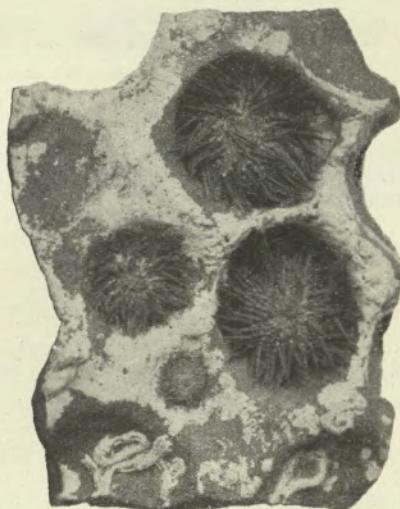


Fig. 241 Kalkstein, von *Strongylocentrotus* (Seeigel), angebohrt.

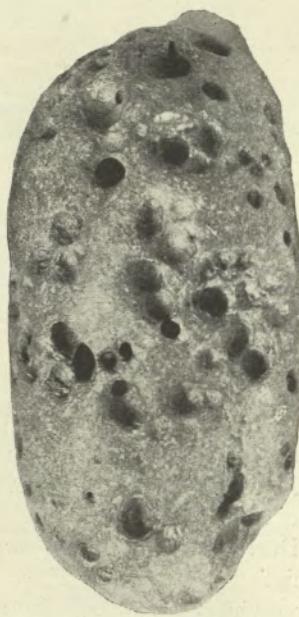


Fig. 242 Angebohrtes Strandgerölle, Miocän von Eggenburg, Niederösterreich

übergeht. Durch reichliche humose Beimengungen (4—16%) entsteht in Steppen und Prärien besonders aus dem Lösse bei geringem Niederschlage in gemäßigt kontinentalem Klima der Tschernosjom, die Schwarzerde, die mehrere Meter mächtig wird und überaus fruchtbar ist. In tropischem Klima entwickelt sich aus der lateritischen Verwitterungsdecke durch humose Beimengungen die Braunerde, die in gemäßigtem Klima aus den Lehm- und Tonböden hervorgeht und durch Eisenoxydhydrat gelblich bis bräunlich gefärbt ist. Noch weniger Humus enthält die Gelberde, die in weniger warmen feuchtem Klima die Roterde ersetzt und in kühlen, gemäßigten Ländern bildet sich unter Wäldern und Heiden der magere Podsolboden mit Bleicherde- und Bleichsandhorizonten (Grauerde), die unfruchtbar sind, da die Sickerwässer mit ihren Humussäuren alle löslichen Bestandteile ausgelaugt haben. Unter diesen Schichten bildet sich gelegent-

lich der Ortstein, ein bis 1 m mächtiger, verfestigter Horizont, der meist ein fester, bisweilen von Brauneisen gefärbter Sandstein mit humosem Bindemittel ist. Er entsteht durch Auslaugung im Obergrunde und Anreicherung von Mineralstoffen in der Tiefe. Diese undurchlässige Ortsteinlage hindert die Pflanzenwurzeln am Eindringen in den Boden und führt zur Versumpfung. Auf ähnliche Weise entstehen in den Tropen in Verbindung mit dem Laterit und der Braunerdebildung Bohnerze, die sich an der Grenze beider als Brauneisenschlacke absetzen können oder die Sumpferze unserer Gegenden. Diese Vorgänge führen aber schon zu den chemischen Ablagerungen hinüber, die später zu behandeln sein werden. In Südeuropa herrschen Rot-

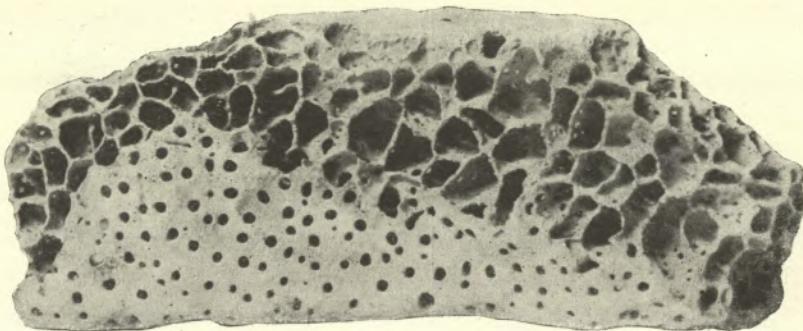


Fig. 243 Rezentes Strandgerölle, von Bohrschwämmen durchbohrt.

und Gelberden vor (Zone der immergrünen Laubwälder). Mitteleuropa hat hauptsächlich Braunerdeböden mit sommergrünen, gemischten Laubwäldern und Nordeuropa weist Grauerden auf mit Nadelhölzern, Heide und Sumpflandschaft.

Durch das Tierleben werden die oberflächlichen Erdschichten auf mannigfache Weise angegriffen und gelockert. Zahlreiche Meerestiere, Würmer, Seeigel, Spongien und Konchylien bohren sich ihre Schlupflöcher in den festen Felsen (Fig. 240—243) und korrodieren festen Kalkstein (Furchensteine in Süßwasserseen), viele Nagetiere, Insekten und deren Larven durchwühlen den lockeren Boden und der Anteil, den die Regenwürmer an der Bildung der Ackerkrume nehmen, ist durch die Beobachtungen Darwin's bekannt geworden. Sie lockern diese mechanisch durch ihre Wühlarbeit und durch den Verdauungsprozeß, wobei sie sie in Form kleiner, krümeliger Ballen auf der Oberfläche von sich geben. Dadurch bewirken sie eine Durcharbeitung des Bodens, so daß die obersten Teilchen allmählich tiefer sinken und von neugebildeten Schichten überdeckt werden. Im Laufe von zehn Jahren ist auf diese Weise eine zirka 7 cm starke Lage gebildet worden.

* * *

Durch die Verwitterung wird ein je nach den wirkenden Kräften verschiedenes Produkt geschaffen. Das durch physikalische Vorgänge gebildete ist chemisch unveränderter, eckiger Schutt und Grus, chemisch werden Gesteine

aufgelöst und ein oft geringer Lösungsrückstand bleibt übrig oder es gehen Änderungen im chemischen Bestande oder ein Zerfall durch Lösung des Bindemittels vor sich. Die organische Verwitterung arbeitet mechanisch und chemisch noch weiter umbildend. Das anstehende (gewachsene) Gestein wird von einer Verwitterungs-(Schutt-)decke bedeckt. Anstehend heißt ein Gestein, wenn es in größerer Ausdehnung im ursprünglichen Verbande, d. h. dort, wo es entstanden ist, am Aufbau der Oberfläche Anteil nimmt. Der Ausdruck steht im Gegensatze zu losen Massen, z. B. Blöcken, Schutt usw. Eine Schotter- oder Konglomeratmasse ist anstehend, ihre Gerölle an sich sind es aber nicht.

Es ist begreiflich, daß die Art der Verwitterung nach den klimatischen Verhältnissen wechselt. In der Tropenzone ist infolge der großen Feuchtigkeit, des Wechsels von Regen- und Trockenzeit, sowie wegen der üppigen Vegetation besonders der chemische und organische Verwitterungsvorgang überaus kräftig. Die Verwitterung geht dort sehr rasch und tiefgründig vor sich. Der alles bedeckende Pflanzenwuchs verhindert dabei die Abtragung, die Fortführung der sich bildenden Zersetzungspprodukte, die sich zu mächtigen Lagen anhäufen und 100 m und mehr stark werden (akkumulative Verwitterung).

Im Wüstengürtel herrscht die physikalische Verwitterung vor, da die Feuchtigkeit zurücktritt und das organische Leben eine geringe Rolle spielt. Der kahle Boden bietet den transportierenden Kräften überall gute Angriffspunkte, so daß keine besondere primäre Anhäufung der Verwitterungsprodukte entstehen kann.

Die gemäßigte Zone zeigt wieder alle drei Verwitterungsvorgänge tätig, aber in viel geringerem Maße als in den Tropen und die polaren Regionen werden hauptsächlich durch die Wirkung der physikalischen und chemischen Verwitterung beeinflußt. In beiden sind die transportierenden Kräfte so emsig, daß die Verwitterungsdecke meist gering ist.

Der Betrag der Verwitterung ist nach den verschiedenen Klimaten sehr wechselnd und weiter natürlich von der Widerstandsfähigkeit der Gesteine abhängig. In Skandinavien zeigt der Granit keine fortschreitende Verwitterung seit dem Diluvium, in Ägypten weisen die ein paar tausend Jahre alten Denkmäler tiefgehende Zerstörung durch die Atmosphärierilien auf und in den Tropen deutet die mächtige Verwitterungsdecke auf rasch fortschreitende Zersetzung des Untergrundes. Darnach ist auch die Landschaft in ihren Kleinformen in verschiedenen Ländern differenziert. Während bei uns die Granitberge meist wellige Formen zeigen, sind sie im Sinai steile Kuppen und wo Lithoklasen der Verwitterung den Weg weisen, spitze Zinnen und Zacken. In feuchten, warmen Gegenden zersetzt sich das festeste Gestein in kurzer Zeit und am Toten Meere stehen die Salzsäulen, die zur Sage von Lots Weib Anlaß gaben, seit Jahrtausenden. Diese Fazies des Landschaftsbildes, diese feinste Skulptur des Reliefs, ist ein noch des Beschreibers harrendes, weites Arbeitsfeld, das so viele lokale Beeinflusungen verrät, daß es nicht angeht, seine Mannigfaltigkeit in einfache Grundzüge zwängen zu wollen.

B. Die Abtragung

1. Bewegung loser Massen infolge der Schwere

Die Produkte der Verwitterung würden sich, wie wir es bei der akkumulativen Verwitterung kennen gelernt haben, an dem Orte, wo sie sich gebildet haben, anhäufen und schließlich den weiteren Angriff auf den Untergrund verwehren, wenn nicht Kräfte tätig wären, die sie immer wieder entfernen. Man hat deren abhebende Tätigkeit als „Ablation“ bezeichnet, doch ist dieser Ausdruck nicht zweckmäßig, da er längst eine sehr treffende



Fig. 244 Schuttkegel und -halden unter den Wänden der Plaša (Herzegowina)
(phot. A. Penther)

Bezeichnung des oberflächlichen Massenverlustes der Gletscher bildet. Die Aufhebung der Verwitterungsprodukte vom Orte ihrer Bildung ist überdies von ihrem Transporte nicht zu unterscheiden, so daß wir sie begrifflich nicht trennen können. Beim Transporte greifen die Massen den Untergrund ihrer Bahn an (Korrasion). Doch ist auch diese Erscheinung praktisch nicht selbständige zu behandeln.

Der Transport erfolgt auf verschiedenem Wege: direkt durch die Schwerkraft oder durch das Wasser, das Eis und den Wind, in untergeordnetem Maße durch Tiere. Die sich an steilen Hängen anhäufenden Schuttmassen können endlich die Gleichgewichtslage verlieren und zur Tiefe stürzen. Vereinzelte Steine gehen in Schlagrinnen als Steinschlag nieder und häufen sich als Schutthalden am Fuße steiler Abhänge (Fig. 244). Infolge Durchtränkung mit Wasser wird die Reibung verringert und ganze Schuttströme wälzen sich zu Tal. Dies erfolgt entweder plötzlich und

bildet einen Übergang zu den Muren, bei denen aber das Wasser die eigentliche Transportkraft darstellt und die noch erwähnt werden sollen, oder allmählich (Bodenfließen, Solifluktion). Dieses kennt man auch fossil (rubble drift in England). Die ähnlichen Erscheinungen des Kriechens und Hakenwerfens haben wir auf Frostwirkungen zurückgeführt. Durch diese Bewegungen werden die sanften Bodenformen hervorgerufen.

Großartige Erscheinungen der trockenen Verwitterung finden sich im Kuenluen, wo bis über 3000 m hohe Bergzüge unter Schutthalden fast



Fig. 245 Schutthüle im Kuenluen (phot. A. Stein)

begraben liegen. Dort verbinden sich die Temperaturverhältnisse, die die physikalische Verwitterung begünstigen, mit der Trockenheit des Klimas, die die chemische Zersetzung und den raschen Transport des Schuttes verhindert (Fig. 245).

Im Tianschan liegt zwischen 2900 und 3900 m ein Gehängeschuttgürtel, der aus groben Gesteinstrümmern gebildet wird und von dem Partien als Schuttströme zur Tiefe gleiten. Das leicht verfestigte Material zeigt eine undeutliche, oft geneigte Schichtung und ähnelt einer Breccie.

Bisweilen sammeln sich die Schuttmassen in Tälern, in denen sie sich, von Wasser durchtränkt, wie Ströme fortbewegen. Solche Schutt- oder Blockströme, Steingletscher, kennt man besonders aus kälteren Gegenden, so die 5 km langen, aus Trümmern von Quarzitgestein gebildeten auf den Falklandsinseln, die fossil sind, die aus Quarzit und Quarzsandstein bestehenden am Berge Taganai im Ural, die von Alaska und Spitzbergen

beschriebenen u. a. Blockströme gleichen in ihrer Oberfläche sehr den Blockmeeren, deren eines in Fig. 238 dargestellt ist. Wanderschutt zeigt infolge Abreibung mehr minder Abrundung der einzelnen Trümmer, auch Glättung und Kritze, die mit den später zu besprechenden Erscheinungen der Eiswirkung Ähnlichkeit haben und als „pseudoglazial“ bezeichnet werden.

Oberflächliche, lose Massen geraten infolge Durchtränkung und Setzung in eine selbständige Bewegung (Fließerde) und zeigen Faltungen, Über-

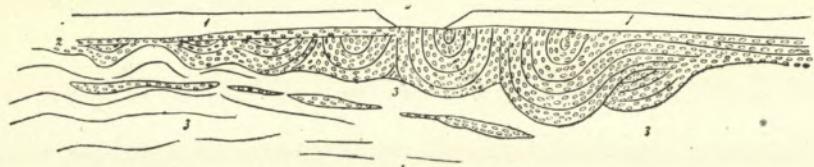


Fig. 246 Durch Rutschung entstandene Störungen im Schotter des Laaerberges in Wien
(nach Th. Fuchs). 1 Löß, 2 Laaerbergschotter, 3 Congerientegel, $b-b = 8\text{ m}$

schiebungen usw., die man früher teilweise als Gletscherdruck ansehen wollte (verrutschtes Terrain, Fig. 246). Es wird dadurch bisweilen der Eindruck hervorgerufen, daß eine Ablagerung in rinnenförmigen Vertiefungen (Taschen) des Liegenden auftritt. Blöcke wandern selbst auf überaus wenig geneigtem Boden. Hierher gehören auch die Senkungserscheinungen, die sich an Talhängen infolge Überschreitung der Böschungs-

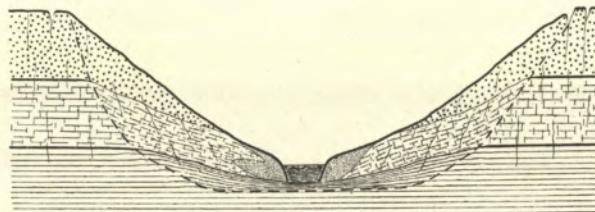


Fig. 247 Rutschungen an Talwänden inlosem Terrain

winkel und Störung des Gleichgewichtszustandes zwischen Talsohle und Talwand einstellen und in Rutschungen und Absinken in Schollen äußern (Fig. 247).

Überaus mannigfaltig sind die selbständigen Bewegungen der Verwitterungsböden in feuchten, kalten Gegenden, die wohl zum Teil mit Unterstützung durch den Frost vor sich gehen. Der Streifenboden ist eine Art Fließerde, bei der streifenweise horizontale Bänder von feinem und gröberem Materiale, oft auch der Vegetationsdecke, abwechseln. Eine ähnliche Erscheinung sind die Steingirlanden (Schuttfacetten, das Rasenwälzen), bei denen in die Länge gezogene Steinnetze mit abwärts gebogenen, zusammengeschobenen Wällen von kantengestellten Steinen oder des Rasens im Innern feinkörniges Material zeigen, beziehungsweise kahl sind. Daran schließen sich die Fließerdeterrassen, 1—2 m breite und mehrere Meter lange, kahle Erdterrassen, deren Kanten bewachsen sind.

In lockeren, besonders aber in tonigen Massen, die durch die Durchtränkung zu fließen beginnen, treten an steilen Gehängen Rutschungen, sogenannte Bergschlippe, Bergrutsche, ein, die den Kulturen oft großen Schaden verursachen. In manchen Gebieten sind solche Rutschungen in größtem Maßstabe häufig, Wälder und Wiesen bewegen sich, Risse entstehen und die Rasendecke wird aufgepreßt und in Falten gelegt. Ganze Gehöfte verändern ihre Lage und die Bäume neigen sich reihenweise zu Boden. Im nördlichen Apennin und in Sizilien sind diese „frane“ eine häufige Erscheinung.

Man hat besonders bei Bahnbauden oder anderen Belastungen des Terrains sehr kostspielige Erfahrungen darüber gemacht, daß das von der Natur hergestellte Gleichgewicht nicht leichtsinnig gestört werden darf (Dammrutschungen von Bahnen, die aber im Untergrunde ihren Sitz haben).

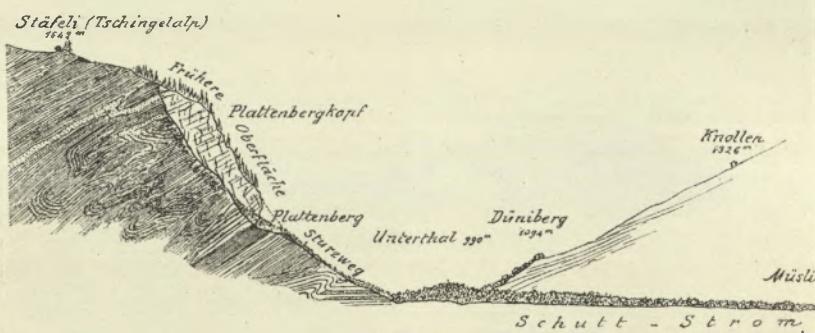


Fig. 248 Profil des Bergsturzes von Elm 1881 (nach A. Heim)

Ungleich großartiger sind die Bergstürze, die dadurch ausgelöst werden, daß ganze Teile eines Berges durch Verwitterung an Spalten, besonders aber durch Infiltrierung von Wasser in tonige Lagen, die dadurch ihre Festigkeit verlieren, aus ihrer Ruhelage gebracht werden. Sie treten meist zur Zeit der Schneeschmelze auf, wenn die durch den Wechsel der Temperatur gelockerten Gesteine vom Wasser durchtränkt sind. Alles in ihrem Sturze begrabend, donnern die Felsmassen wie riesige Lawinen ins Tal, das sie in Bruchteilen einer Minute erreichen können, breiten sich, Dörfer und Felder für immer verschüttend, weithin aus und branden selbst das gegenüberliegende Talgehänge hoch hinan (Fig. 248, 249). Meist sind schon lange vorher Anzeichen des drohenden Sturzes, wie Spalten in den Gehängen oberhalb der Abbruchstelle, Geräusche im Innern des Berges u. dgl., bemerkbar, aber die Katastrophe tritt meist plötzlich ein und verursacht oft große Verluste an Menschenleben. Die Bahn eines Bergsturzes ist natürlich steil geneigt, wie bei dem des Monte Zuna unweit Rovereto (Slavini di S. Marco bei Dante), von dem im Jahre 883 eine große Masse von Kalken auf einer Schichtfläche abglitt, das weite Etschtal (390 ha) verschüttete und den Fluß staute. Im Jahre 1882 ist in der Brentagruppe bei der Alpe Brenta Alta ein Felskopf von vielleicht 400 m Höhe und

100 m Durchmesser über eine Wand herabgestürzt, wobei sich die weißen Kalke in ein Trümmerwerk auflösten und wie eine Flüssigkeit über 1½ Stunden Weges ergossen. Auch hier war eine schräge Schichtstellung die Ursache des Abbruches. Auf tiefgehende Spalten hingegen ist der gewaltige Bergsturz des Dobratsch bei Villach vom 25. Jänner 1348 zurückzuführen, der durch ein Erdbeben ausgelöst wurde. Seine Masse wird auf etwa $1\frac{1}{2}$ km³ geschätzt. Bei dem Erdbeben in Assam 1897 rutschte auf viele Meilen die Verwitterungs- und Pflanzendecke von den Talwänden und bildete mächtige Schuttkegel. Der Bergsturz von Flims im Rheintale wird auf 15 km³

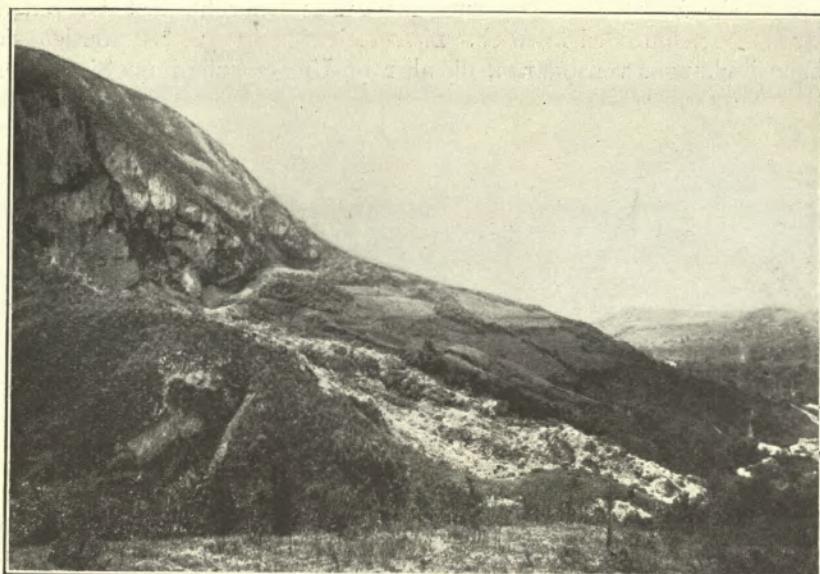


Fig. 249 Bergsturz bei Boicza, Hunyader Komitat (phot. L. v. Lóczy)

geschätzt und hat einen 600 m hohen Berg aufgeschüttet. In den Alpen sind in historischer Zeit 150 Bergstürze bekannt geworden.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß man bei einem Bergsturze die vorbereitenden Erscheinungen, Verwitterung, Durchweichung von Bänken, Spaltenbildung usw., von der auslösenden unmittelbaren Ursache trennen muß, die in einer Erschütterung, Ansammlung einer größeren Wassermenge usw. liegen kann. Kleinere Stürze können durch Wind verursacht werden, der lose Schichten entfernt und Gesteinspartien zum Nachbruche bringt. Dies kann im kleinen in jeder Sandgrube beobachtet werden, läßt aber im Atrio del Cavallo des Vesuv große Gesteinsmassen von den Steilwänden der Somma herabstürzen, die durch die Abblasung der Tuffe ihren Halt verloren haben. Durch Bergstürze werden Flüsse zu Seen gestaut (Damm-, Staustufen), deren Wässer sich dann oft plötzlich verheerend ihren Weg bahnen und Seen werden teilweise ausgefüllt, wie es bei dem Bergsturze von

Goldau der Fall war, durch den der Lowerzersee an Umfang verlor. Die enge Schlucht des Tschakyt Tschai im kilikischen Taurus ist durch einen Bergsturz verlegt worden und der Fluß hat sich, in den Block- und Trümmermassen verschwindend, seinen Weg unterirdisch frei gemacht. Der Punkt wird *Jer Köprü*, Erdbrücke, genannt.

Die mit großer Gewalt zur Tiefe gleitenden Gesteinsmassen können besonders bei langsamer Bewegung und starker Durchtränkung auf ihrer Sturzbahn korradierend wirken und eine Glättung des Untergrundes hervorufen, die der durch Gletscher bewirkten oder „Harnischen“ ähnelt und parallele Kritze aufweist, die sich auch auf den bisweilen geglätteten Trümmern finden. In Steinschlagrinnen und auf der Bahn von Murbrüchen, Bergstürzen und Schuttströmen sind solche Glättungen häufig.

Selbständige Massenrutschungen erfolgen auch unter Wasserbedeckung. Die an Ufern stehender Gewässer unter dem Maximum des Böschungswinkels abgelagerten Sedimente geraten oft in Bewegung und gleiten mit dem Ufergelände ab. Solche Beispiele sind an vielen Seen und am Meere (Katastrophe von Zug 1887, bei der 20 Häuser mit einem Uferstriche versanken, Küste von Odessa 1897) beobachtet worden. Die Ursache liegt dabei wohl hauptsächlich darin, daß die das Gestade bildenden Terrainmassen auf Schlammgrund auflagern, der stromartig gegen den tieferen Seegrund hinausgepreßt wird. Solche Rutschungen nehmen einen viel größeren Anteil an den subaquatischen Bodenbewegungen als man bisher angenommen hat. Die Auslösung der Bewegung kann auf verschiedene Weise erfolgen. Es ist möglich, daß bei Niederwasser infolge des mangelnden Auftriebes die höheren Partien eine Überlastung austüben oder es können Erderschütterungen das Gleichgewicht stören (vgl. die zahlreichen Rutschungen an Küstenstrichen, besonders der Kaianlagen bei Erdbeben). Auch künstliche Überlastung kann die Ursache sein. Solche Rutschungen zeigen sich öfters in fossilen Ablagerungen, wobei bisweilen grobe Bildungen des Litorals mit ihrer dickschaligen Konchylienfauna mit feinkörnigen einer weit größeren Wassertiefe vermengt und die darin eingebetteten Fossilien stark lädiert worden sind, während die zartschalige Fauna des tieferen Wassers unversehrt geblieben ist. In Sedimentgesteinen treten oft gefaltete Partien zwischen ungestörten auf und sind wohl bisweilen durch Rutschung zu erklären.

Solche subaquatische Rutschungen dürften eine große Rolle an den steilen Böschungen der Festlandssockel spielen. Auf sie sind wohl oft die Kabelbrüche zurückzuführen. Weit vom Festlande werden gelegentlich grobe Gerölle in feinem Tiefseesedimente angetroffen (Golf von Biskaya), die vielleicht durch einen ähnlichen Vorgang dorthin transportiert worden sind. Infolge von Erderschütterungen in großem Maßstabe an den steilen Böschungen der japanischen Inseln, der Westküste Südamerikas und im Bengalischen Golfe auftretende submarine Bergschlipfe werden als Ursache von Erdbebenwogen angesehen. Solche Rutschungen infolge seismischer Erscheinungen sind in allen Erdbebenberichten erwähnt und der Untergang mancher alten Stadt, wie Helike im Peloponnes, die das Meer verschlungen hat, ist darauf zurückzuführen.

2. Abtragung und Transport durch die organische Welt

Ein freilich nur ganz untergeordneter Transport von Gesteinsmaterial erfolgt durch Tiere. Durch Suhlen in Schlamme oder auf lockerem Boden können durch große Tierherden an bevorzugten Plätzen flache Mulden entstehen, die einen Massendefekt dadurch aufweisen, daß die Tiere eine geringe Menge des Materials auf ihrer Decke entfernen. Auch durch die Aufnahme von feinen, im Wasser schwebenden Teilchen wird von Herden beim Tränken in Lachen Material weggeführt. Diese Massentransporte sind aber wohl zu gering, als daß man ihnen eine größere Bedeutung beimesse könnte, wie es namentlich für die Kalahari angenommen worden ist. Auch Vögel, besonders Wasservögel, können an ihren Füßen Spuren von Material verfrachten, wie es für den Transport von Laich nachgewiesen ist. Manche Vögel, wie Straüße und Reptilien, wie Krokodile und Robben, verschlucken kleine Steinchen, die zur Zerkleinerung der Nahrung dienen und „Magensteine“ genannt werden. Sie können diese gelegentlich wieder von sich geben und dadurch an Stellen ablagern, wo sie unsere Verwunderung erregen. Manche Tiere, wie z. B. Schafe, haben die Gewohnheit, sich an geeigneten Felsvorsprüngen zu reiben, wodurch mit der Zeit eine Politur entsteht, sogenannte Schafschliffe (Vließschliffe). Ähnliche Glättungen finden sich an Bären- und Dachshöhlen, kleinere glatte Flächen entstehen durch das Lecken der Tiere. Vom Winde bewegte Bäume erzeugen Schliffe an Felsen. Auch durch die Tätigkeit des Menschen werden solche bewirkt: durch Schlitten, Fuhrwerksräder, Schleifen von Holz, Nagelschuhe (Kletterschliffe) u. dgl.

Auf geneigtem Weideboden, besonders Almen, wird durch das weidende Vieh der Boden treppenartig abgetreten, so daß durch diese Viehsteige eine mehr minder horizontale Abstufung der Abhänge entsteht.

3. Tätigkeit des Wassers

Das Wasser im Haushalte der Erde

Weitaus die wichtigste der Kräfte, die auf die Einebnung des Reliefs der Erdoberfläche hinarbeiten, die aber in diesem Bestreben großenteils gerade dessen Mannigfaltigkeit schafft, ist die des bewegten Wassers. Sie ist, je nachdem es sich um fließendes oder stehendes Wasser handelt, hauptsächlich eine Folge der Schwerkraft oder der Gezeiten und des Windes. Gegenüber der Verbreitung des Wassers über die ganze Erde — es gibt praktisch genommen keinen Punkt, an dem es gänzlich fehlt — seiner Menge, die sich stets wieder im Kreislaufe erneut und gegenüber der Bedeutung seines Wirkens nicht nur auf der Erdoberfläche, sondern auch im Innern der Lithosphäre treten die übrigen abtragenden Kräfte weit zurück. Seine Tätigkeit als wichtigstes Lösungsmittel und Träger gelöster Substanzen ist schon bei der Verwitterung erwähnt worden und wird noch im Abschnitte über die Absatzgesteine Gegenstand der Darstellung sein.

Die Wassermenge der Hydrosphäre wird auf 1.336,000.000 km^3 berechnet und bedeckt mit ihren 361,000.000 km^2 71% der Erdoberfläche wie mit einem dünnen Häutchen, das bei einer mittleren Meerestiefe von etwa 3500 m auf einem mannsgroßen Globus $\frac{1}{2}$ mm stark dargestellt werden müßte.

In diesen Werten verschwindet die Menge des in Seen und Flüssen auf dem Festlande vorhandenen Wassers, das aber, wie wir sehen werden, gerade die größte Rolle in der Werkstatt der Natur spielt, da ihm die Hauptaufgabe bei der Abtragung der Lithosphäre zufällt.

Ohne jedes Schätzungsvermögen stehen wir den Wassermassen gegenüber, die im Erdinnern, in wasserhaltigen Mineralen und als Bergfeuchtigkeit gebunden und vom Magma absorbiert sind, das seine Viskosität großenteils den Gasen und Dämpfen verdankt.

Nach der Wasserführung unterscheidet man die vadosen und die profunden Schichten der obersten Erdrinde. Jene reichen bis zur ersten wasserundurchlässigen Schicht und sind vom Wasser der Erdoberfläche (vadosem Wasser) durchtränkt. Die Gesteine sind entsalzt und arm an flüssigen und gasförmigen Kohlenwasserstoffen (Erdöl, Erdgas). Die profunden Schichten reichen, soweit Wasser in die Erdkruste eindringt, also bis vielleicht in jene Tiefe, wo der porenlöse, plastische Zustand eintritt. Ihr Wasser steht nicht mehr unter hydrostatischem Drucke der Oberfläche, es ist meist als Grundwasser eines ehemaligen Meeresbodens salzig und mit ihm finden sich die Zersetzungspprodukte der organischen Reste, Erdöl und Erdgase.

Ob die Wassermenge der Erdoberfläche beständig ist, sich vermehrt oder z. B. durch Umwandlung wasserfreier Minerale in wasserhaltige (Hydratisierung) verringert, ist eine nicht entschiedene Frage. Man beobachtet bei vulkanischen Eruptionen und Exhalationen das Ausströmen von Wasserdampf und die Bildung von Wasser durch Verbrennen des austretenden Wasserstoffes an der Luft, was auf die Entgasung des Magmas zurückgeführt wird. Diese Wassermengen werden, da sie das erstmal an die Erdoberfläche gelangen, als jung (juvenile) bezeichnet. Wie wir sehen werden, nimmt man auch für manche Thermalquellen eine Herkunft aus dem Erdinnern an. Durch diese Vorgänge wird also die Wassermenge der Erdoberfläche, die durch die Umwandlung wasserfreier Minerale in wasserhaltige abnehmen müßte, ergänzt, vielleicht sogar vermehrt.

Man hat in der weiteren Verfolgung dieses Gedankens die Meinung ausgesprochen, daß das Wasser der Erdoberfläche überhaupt von der Entgasung des Magmas stamme. Dies ist im Grunde genommen nur eine andere Ausdrucksweise für die uralte Ansicht, daß sich bei fortschreitender Abkühlung der Erde in ihrem Jugendzustande eine Differenzierung der Stoffe eingestellt hat, eine Scheidung des Glutflüssigen vom Gasförmigen, das sich natürlich erst nach der Bildung einer festen Erdkruste in flüssiger Form niederschlagen konnte. Einmal war also jedes Wasser juvenile; der heute nachzuweisende Zuwachs tritt aber in seiner Menge gegenüber dem im Kreislaufe befindlichen (vadosen) sehr in den Hintergrund.

Das Wasser ist, wo immer es in seinem Kreislaufe mit der Erdfeste in Berührung kommt, abtragend oder ablagernd tätig. Der Niederschlag in

flüssiger Form oder das Wasser der Schneeschmelze beginnen die Arbeit, die der Bach, der Fluß, der Strom weiterführen und die auch unterirdisch geleistet wird. Die Wellen und Strömungen der Meere und Seen greifen die Ufer und zum Teil deren Untergrund an und diese Wasserbecken sind weitaus die wichtigsten Ablagerungsstätten für die Produkte der Abtragung. Welche Rolle das Eis auf der Erdoberfläche spielt, wird in einem späteren Abschnitte gezeigt werden.

Die Verteilung des auf dem Festlande fallenden Niederschlages, der atmosphärischen oder meteorischen Wässer (Tagwässer), ist von der Lage eines Landes in den Klimazonen, von der herrschenden Windrichtung, von der Entfernung vom Meere und von der absoluten Höhe abhängig. Und zwar nimmt die Regenmenge mit der Entfernung von der Küste ab und mit der Meereshöhe zu. Die Hochgebirge wirken besonders in den über die Schneegrenze aufragenden Teilen als Kondensatoren der Luftfeuchtigkeit. Die Niederschlagsmengen schwanken daher in weiten Grenzen. Während es Gebiete gibt, wo man sich an den letzten Regen wie an ein Ereignis erinnert, beträgt in Mitteleuropa die jährliche Regenhöhe etwa 700 mm, am Südfuß des Himalaja 14 m.

Die etwa 110.000 km³ Niederschlag, die jährlich auf die Landfeste fallen, stellen mit ihrer Energie die Arbeit der Sonnenwärme vor, die das Wasser in Dunstform emporgehoben hat. Diese Wassermenge strebt nun infolge der Wirkung der Schwerkraft auf dem kürzesten Wege dem Meeresspiegel (in untergeordneter Menge auch den Depressionen) zu und müßte ihn ohne Reibung nach dem Fallgesetze mit großer Geschwindigkeit erreichen, aber sie muß auf diesem Wege Arbeit leisten, die Reibung auf der Oberfläche und in der Erde überwinden, die Massen von lockerem Materiale mitschleppen, die ihr auf ihrer Bahn begegnen und dabei das Gerinne vertiefen, kurz das ganze Abflußgebiet abtragen, so daß sie nur einen geringen Bruchteil der Geschwindigkeit erlangt, die sie ohne Hemmung besäße.

Die Strömungsgeschwindigkeit und damit die Schleppkraft eines Gewässers wachsen sprunghaft mit der Zunahme des Gefälles. Beträgt dieses $1\frac{1}{2}$ cm auf den Kilometer, also 10 Sekunden, so ist eine Bewegung des Wassers zu erkennen, bei 10 cm oder 3,5 Minuten ist die Grenze der Schiffbarkeit erreicht, bei 30 Minuten werden Gerölle von Kopfgröße, bei $1\frac{1}{2}$ ° Blöcke von $\frac{2}{3}$ m Durchmesser gerollt und bei über 5° Neigung löst sich der Fluß in Kaskaden auf. Das Gewicht der einzelnen transportierten Gesteinsstücke wächst mit der sechsten Potenz der Fließgeschwindigkeit.

Die zerstörende Wirkung fließenden Wassers auf den Untergrund wird als Erosion durch fließendes Wasser bezeichnet. Sie besteht im Transporte der Verwitterungsprodukte, die dieses auf seinem Wege trifft und in einer durch die Reibung verursachten Ausschüttung seiner Bahn (Erosion im engeren Sinne, Korrasion), die bei reinem Wasser keinen meßbaren Wert besitzen kann, aber durch die mitgeschleppten festen Stoffe sehr beträchtlich wird. Diese beiden Arbeitsleistungen des fließenden Wassers sind praktisch nicht voneinander zu trennen.

Die Verteilung der Niederschlagsmenge nach der Zeit ist sehr verschieden und ebenso wechselnd deren davon abhängige mechanische Wir-

kung auf den Untergrund. Seltene, heftige Regengüsse lösen infolge ihrer plötzlich einsetzenden, großen lebendigen Kraft viel stärkere Erosionserscheinungen aus, als anhaltende, geringe Niederschläge, die eine größere chemische Verwitterung bewirken. Die mechanische Wirkung des Wassers ist auf nacktem Boden, der viel Verwitterungsschutt trägt, am größten, also im Hochgebirge über der Waldgrenze, in Polargebieten und selbst in der Wüste, wo trotz der geringen Niederschlagsmenge bei deren Verteilung auf wenige Regentürze eine kräftige Erosion erzielt wird.

Von der gefallenen Niederschlagsmenge verdunstet der größte Teil gleich und kehrt in die Atmosphäre zurück, ein Teil fließt sofort oberflächlich ab, ein Teil versiegt in Spalten oder im durchlässigen Untergrunde, ein anderer wird von der Pflanzendecke festgehalten und zum Teil langsam wieder abgegeben. Diese einzelnen Mengen sind je nach der Bodenbeschaffenheit sehr verschieden; auf undurchlässigem, geneigtem, nacktem Boden wird ein großer Teil der Regenmenge abfließen, in stark zerklüftetem Gesteine und in Schotter- oder Sandboden einsickern und eine üppige Vegetationsdecke und besonders die Humusschicht der Wälder saugen sie gierig auf. Im Hügel- und Flachlande fließen 20—40% und im Hochgebirge 50—70% ab. In Wäldern verdunstet viel durch die Verteilung und Aufsaugen. Die Infiltration ist in Wäldern daher nicht sehr groß. Laubbäume führen, besonders in der unbelaubten Zeit, dem Boden viel mehr Wasser zu als Nadelbäume. Starker Regen bildet in Vertiefungen undurchlässiger Gebiete seichte Lachen, die allmählich durch Verdunstung verschwinden, so daß er ganz in den gasförmigen Zustand zurückkehrt.

Die Wirkung des Niederschlags ist also je nach dem Klima sehr verschieden. Man unterscheidet in Hinsicht darauf das feuchte Klima, bei dem der Niederschlag größer ist als die Verdunstung, dessen Gebiete also eine positive Bilanz haben, Wasser abgeben und das trockene Klima, bei dem die Verdunstung überwiegt, dessen Ländern, da sie eine negative Bilanz aufweisen, Wasser zufließt. Es sind dies die peripheren und die Zentralgebiete. Die drainierten (peripheren) Gebiete besitzen Wässerscheiden, die von kulminierenden Punkten ausgehen, sich vielfach verzweigen und als weitgeöffnete Bogen das Flüßgebiet bis an das Meer begleiten, ohne sich mit anderen zu treffen. Die Zentralgebiete zeigen Wässerscheiden, die geschlossene Maschen bilden, sich zu einem Netze vereinigen; sie sind abflußlos, die Wasserläufe versiegen oder münden in einen abflußlosen See (Endsee). In den peripheren Gebieten hat das Wasser das Bestreben, die gelösten und mitgeschleppten Massen des Festlandes dem Meere zuzuführen, es trägt allgemein ab, während in abflußlosen Gegenden die Produkte der Verwitterung von ihm zusammengetragen werden und Abtragung nur an den Rändern herrscht. Es besteht dort die Neigung des Wassers, Landschaftsformen zu begraben und Reliefunterschiede auszugleichen. Den abflußlosen Regionen gehören die Wüsten an, doch nicht jede ist eine Wüste. Weite Flächen sind Steppen oder können unter dem Einflusse der von den Rändern herbeiströmenden Wässer sogar reiche Vegetation besitzen, wie das weite Zuflußgebiet des Kaspischen Meeres, des großen Salzsees von Utah und vieler anderer Endseen. Gebiete, die sich nur zu gewissen

Zeiten (Regenzeit) nach dem Meere entwässern, sonst aber Wüstencharakter, besonders in den Abtragungsformen, zeigen, werden als Halbwüsten bezeichnet. Sie bilden einen Übergang von dem Wüstengürtel zur gemäßigten und Tropenzone.

Transport durch fließendes Wasser

Die Regentropfen erreichen die Erdoberfläche mit einer großen lebendigen Kraft, deren Wirkung man auf jedem weichen Boden erkennen kann. Auf plastischem, besonders tonigem Grunde sieht man oft die flachschüssel-förmigen Eindrücke, die sie hervorbringen. Wenn der Boden austrocknet und sie durch darüber abgelagerte Schichten vor der Zerstörung bewahrt werden, können sie sich erhalten (fossile Regentropfen, die man aus der Vorzeit der Erde kennt, Fig. 250). Oft werden solche Eindrücke aber

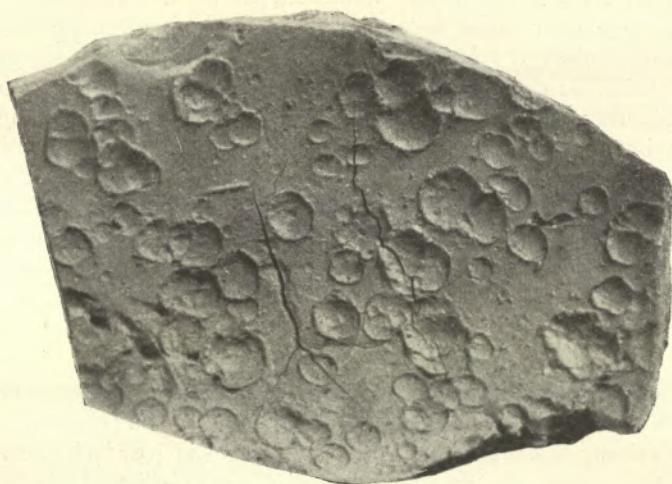


Fig. 250 Eindrücke von Regentropfen in Ton

durch aufsteigende und platzende Gasblasen bewirkt. Auf jedem Acker, an jeder nackten Böschung zeigt sich in losem Materiale die Wirkung des abfließenden Regenwassers, das die feinen Bestandteile der oberflächlichen Bodenschicht wegspült. Dies erfolgt an zahllosen einzelnen Linien, die es vertieft (Regenrinnen, -rinnen) und die sich mit der Zeit durch die lösende Wirkung des Wassers auch in festes Gestein eingraben können (siehe S. 196).

Die einzelnen Wasserfäden vereinen sich an den tiefstgelegenen Stellen, es bilden sich Gerinne, die der größten Neigung des Terrains, dem Gefälle, folgen. Es wird also eine Berglehne im oberen Teile mehr flächenhaft, im unteren längs einzelner Linien (Hangtäler) abgetragen.

An steilen Gehängen, die leicht zerstörbare Gesteine, wie Sande, Tone, Mergel, Bergschutt, Schotter u. dgl. zu Tage treten lassen, werden tiefe, verzweigte Rinnen (Racheln, Fig. 259) ausgenagt und senkrechte Wände in Säulen, Türme, Kegel und Pyramiden aufgelöst, die besonders bei hori-

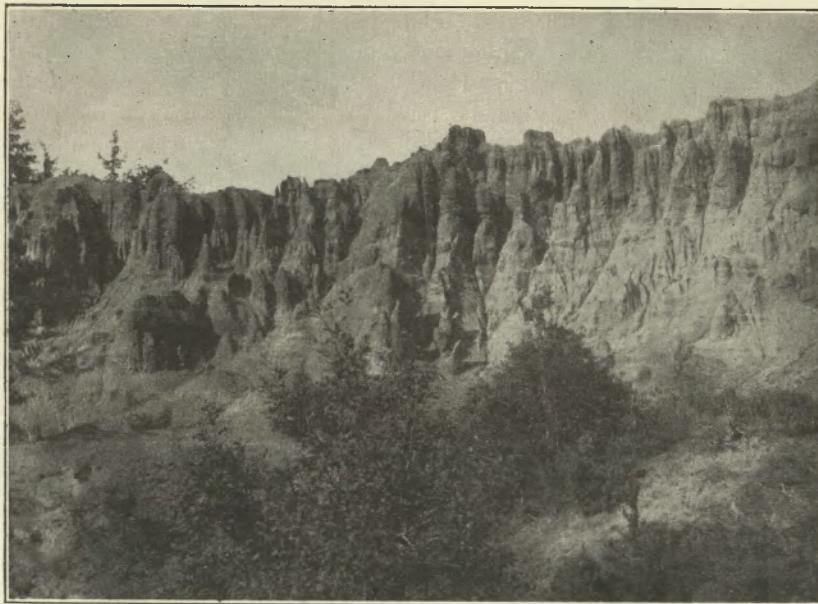


Fig. 251 Erdpyramiden bei Daničići, Bosnien (phot. F. Wöhner)

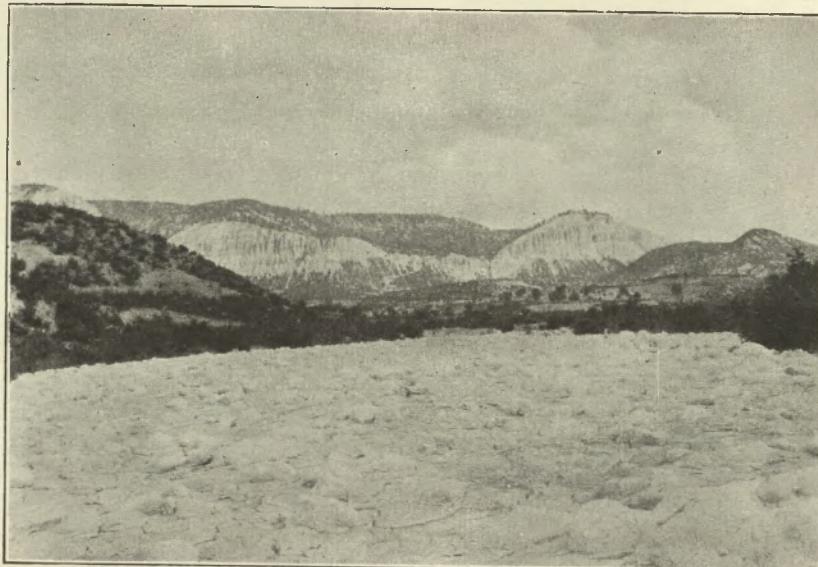


Fig. 252 Gegliederte Bergwände und Schlammstrom bei Irnabol, Kilikien (phot. F. X. Schaffer)

zontal geschichteten Gesteinen infolge wechselnder Festigkeit eine reiche Gliederung zeigen und in manchen Ländern als Ruinenstädte bezeichnet werden, mit denen sie Ähnlichkeit haben (Fig. 251, 252).

Wenn ein Gebiet aus leicht zerstörbaren, tonigen oder sandigtonigen Gesteinen besteht, die im feuchten Zustande breiartig zerfließen, bilden sich wild zerrissene Böschungen aus. Es wälzen sich bei Regenstürzen Schlammströme mit festen Brocken beladen zu Tal, die durch Verdunsten des Wassers bald wie ein Lavastrom erstarren und mitten in reicher Vegetation oft einen traurigen Anblick bieten. Der nächste Regen verwandelt sie dann wieder in einen flüssigen Brei, der langsam weiterfließt (Fig. 252). Im Apennin bilden die „Frane“ (Bergschlipfe) häufig verheerende Schlammströme.

Ähnliche Erscheinungen zeigen die Schlammströme, die aus vulkanischer Asche und Bimsstein bestehen, die die bei Eruptionen auftretenden Regengüsse oder die Schneeschmelze herabspülen. Wenn in solchen wenig widerstandsfähigen Gesteinen, wie z. B. in Tonen, Tuffen oder in Moränen alter Gletscher, große Blöcke eingestreut sind, bieten diese, sobald sie an die Oberfläche treten, Schutz vor der weiteren Abtragung durch den Regen

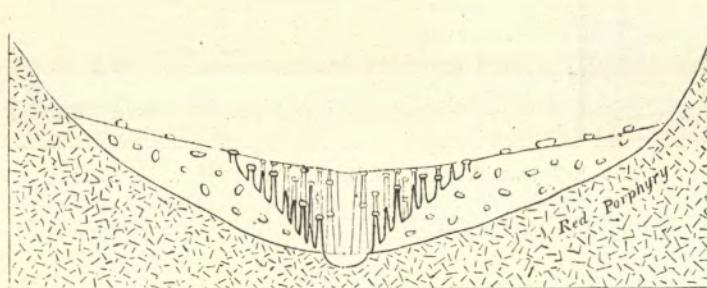


Fig. 253 Entstehung von Erdpyramiden (nach Ch. Lyell)

und bleiben als schützendes Dach eines schlanken Turmes erhalten (Erdpyramide), der oft 10 m, ja bis 30 m Höhe erreicht (Fig. 253, 254). Auch eingelagerte widerstandsfähige Bänke können, in kleine Tafeln zerschnitten, als Deckstein dienen. Schöne Beispiele bietet der Ritten bei Bozen und die Gegend von Segonzano im Flußgebiete des Avisio in Südtirol. Manche Pilzfelsen verdanken ihre Entstehung ebenfalls verhärteten Partien des Gesteins, die den Stiel, der durch Verwitterung entstanden ist, vor der völligen Abtragung schützen.

Wenn Schichten von sehr verschiedener Widerstandsfähigkeit steil aufgerichtet sind und von Wasser angegriffen werden, treten die festen Bänke infolge der Zerstörung der lockeren Lagen oft sehr schroff hervor. Es entsteht dann eine Fülle der bizarrsten Gestalten: Mauern, Zacken, Obelisken, Türme usw., die in manchen Gegenden, besonders im zentralen Teile Nordamerikas, in großer Mannigfaltigkeit auftreten, so daß ein Gebiet den Namen Monumentenpark erhalten hat. Schöne Beispiele zeigen die Vorhügel der Front Range bei Colorado Springs Colo (Fig. 255). Die Erhaltung solcher Erosionsformen ist an trockenes, regenarmes Klima gebunden, wo die chemische Verwitterung ihnen nicht so sehr zusetzt wie in unseren feuchten Gegenden. Aber überall ist die Festigkeit der Gesteine von großer Bedeutung für das landschaftliche Bild in seinen Kleinformen, wie in den großen



Fig. 254 Erdpyramiden am Ritten bei Bozen
(nach einer Aufnahme von Wehrli A.-G., Kilchberg-Zürich)

Zügen, indem sich die widerstandsfähigeren stets in Anhöhen oder Felszügen ausprägen werden, während die Tiefen des Reliefs oft durch die leichter zerstörbaren Gesteine bedingt sind. Dies gibt dem Geologen, der sich einen Überblick über ein Gebiet verschaffen will, oft rasch viele wert-

volle Fingerzeige, die er sonst nur durch mithselige Untersuchung der Bodenbeschaffenheit gewinnen könnte.

Horizontal gebankte Gesteine zeigen infolge Verwitterung und Regenspülung an Felswänden zurücktretende Stufen, sogenannte Felsbänder. Bei einem Wechsel verschieden harter Gesteine folgen vertikale Abstürze und geböschte Partien abwechselnd übereinander (Wandverwitterung, Fig. 274).

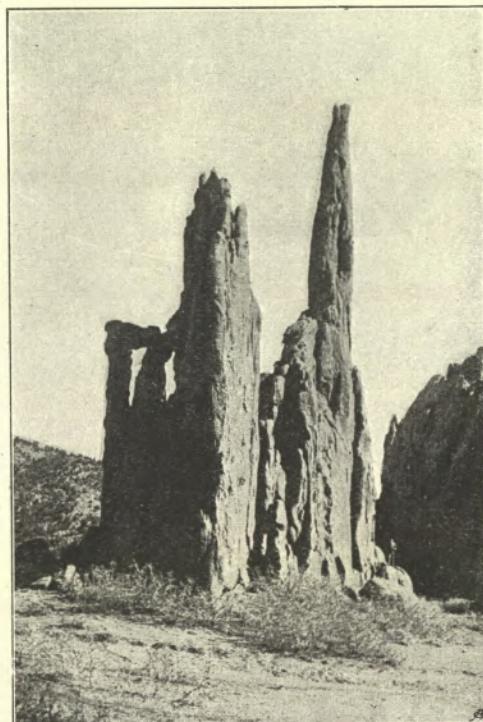


Fig. 255 Die Kirchtürme im Garden of the Gods bei Colorado Springs, U. S. A. (nach einer käuflichen Photographie)

Horizontal geschichtete oder massive Felspartien werden vielfach von vertikalen Klüften durchsetzt, die in zwei Richtungen verlaufen und entweder Diaklasi oder nur durch Gare vorgezeichnet sind. Besonders schöne Beispiele dieser Art bieten die Sächsische und Böhmischa Schweiz (Elbesandsteingebirge, Weckelsdorfer Felsen). An den Klüften wirkt die Verwitterung, das Wasser spült deren Produkte ab und das Plateau ist durch enge, tiefe Wasserrisse in Gesteinsklötzte mit senkrechten Wänden zerlegt, die ein Labyrinth von parallelepipedischen Felsformen, besonders Pfeiler und Türme, bilden (Fig. 256). Die Dolomitberge Südtirols bieten viel großartigere Felspartien ähnlicher Entstehung, wie die drei Zinnen, die Türme des Rosengartens usw., die die letzten Reste einer weit ausgedehnten Tafel horizontal geschichteter Gesteine darstellen. Bei diesen hochalpinen Formen

wirkt auch physikalische Verwitterung und die Deflation der heftigen Winde gestaltend mit (Fig. 257).

Die großen Schuttmassen, die, besonders durch die physikalische Verwitterung gebildet, in Gebieten, die der Vegetationsdecke entbehren, den Fuß steiler Felsberge verhüllen, würden sich anhäufen und, wie an dem Beispiele aus dem Kuenluen gezeigt worden ist, das Gebirge unter sich begraben, wenn nicht die heftigen Regenstürze sie durchtränkten und plötzlich als Schuttstrom zur Tiefe spülten. So ist es in der Wüste, wo sich bei gelegentlichen Regengüssen große Wassermassen, die Schlamm, Schutt und



Fig. 256 Adersbacher Felsen im Riesengebirge (nach einer Aufnahme von H. Eckert)

Blöcke mitführen, über die steilen Abhänge ergießen und weithin in den Trockentälern fortsetzen (Ssel) oder über eine fast ebene Fläche ausbreiten, bis das Wasser von dem trockenen Boden aufgesaugt oder verdunstet ist und nur mehr ein rissiger, von ungesondertem Materiale bedeckter Boden durch lange Zeit den Winden ausgesetzt bleibt, die nach Entfernung der feinen Gemengteile eine steinige Fläche zurücklassen. Solche Schichtfluten sind aus verschiedenen Trockengebieten Nordamerikas, Kleinasiens u. a. O. bekannt geworden. Sie wirken über weite Flächen ablagernd. Trotz der kurzen Zeit, während der die Korrasion des Wassers in der Wüste tätig ist, ist ihre Wirkung doch infolge der großen mitgeführten Gesteinsmenge und der raschen Bewegung sehr bedeutend. Die Täler der Wüstenflüsse sind daher in bergigen Gebieten und besonders an den Rändern der Terrainsstufen oft sehr tief eingeschnitten und die Talwände erheben sich schroff und kahl aus dem ebenen Talboden. Da der Reisende für gewöhnlich diese

Vorgänge nicht beobachten kann, so hat man lange geglaubt, daß die Talbildung in Wüsten aus einer niederschlagsreicherem Zeit stamme und heute ruhe. Dies ist aber nur teilweise der Fall. Das mitgeführte Gesteinsmaterial

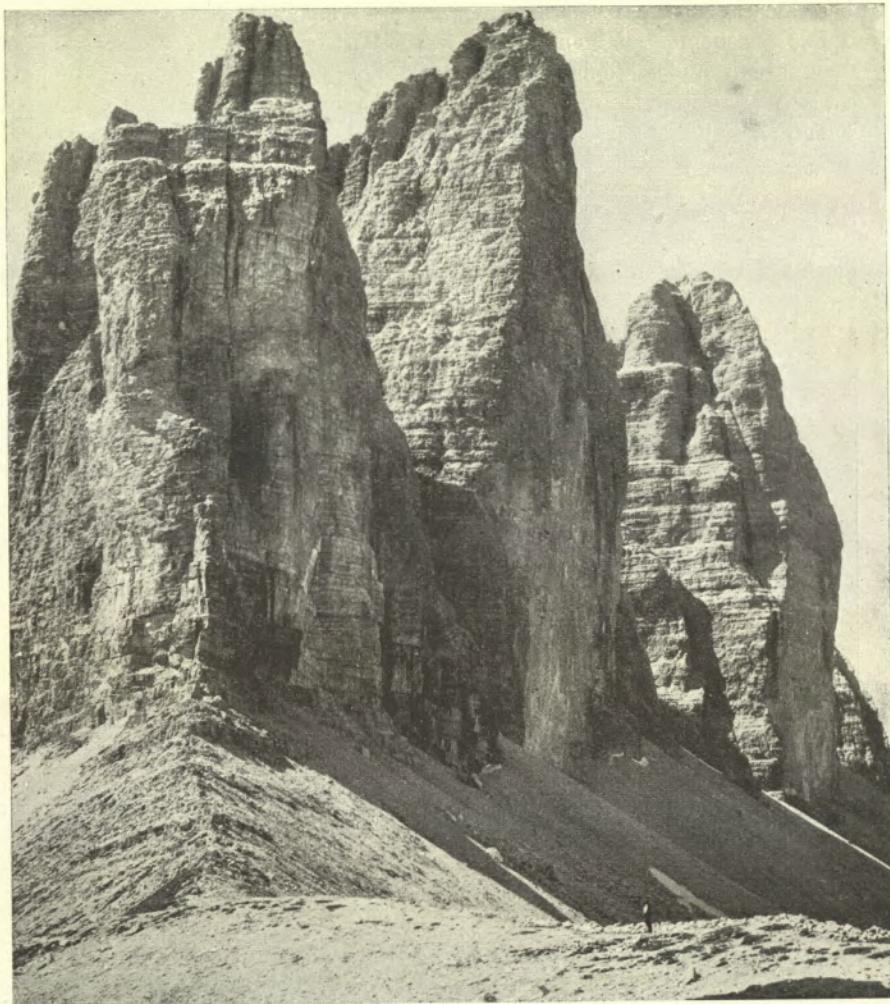


Fig. 257 Die drei Zinnen, vom Patternsattel geschen (nach einer Aufnahme von A. Beer, Klagenfurt).

wird durch die Reibung unter Mitwirkung des feinen Gesteinspulvers als Poliermasse leicht geglättet und zuweilen durch scharfe Ecken gekritz.

Die von den Rändern der Wüste herabströmenden Flüsse verlieren, selbst wenn sie wasserreich sind, durch Verdunstung und Versiegen bald an Stärke und verlaufen endlich, in viele Arme geteilt, ganz in dem heißen Sand- und Kiesboden. Nur solche Wasserläufe, die aus einem Gebirge mäch-

tige Wasserzufuhr erhalten, können ihre Wässer in einer Mulde zu einem Endsee ansammeln, der abflußlos und dessen Spiegel je nach dem Zuflusse großen Schwankungen ausgesetzt ist. Die flache Bodengestalt bringt es mit sich, daß dabei der Umriß des Sees großen Veränderungen unterliegt und er sich mit einer oft nur geringen Erhöhung des Wasserstandes weithin über die Ebene ausbreitet. Da alles von dem Flusse mitgeführte Material durch die versiegenden Arme oder an der Mündung in den Endsee abgelagert wird, breitet sich weithin eine Schuttdecke aus und die Seen gehen



Fig. 258 Zuflußtrichter, Tobel und Delta, seitlich davon Regenrinnen
(phot. F. X. Schaffer)

unaufhaltsam rasch ihrem Ende durch Ausfüllung entgegen. Dafür bietet jede Wüste zahlreiche Beispiele. Nur wenige überaus wasserreiche Ströme können das Gebiet einer großen Wüste durchqueren, ohne zu versiegen, wie der Colorado und der Nil, bei dem aber der Wasserverlust infolge Verdunstung und Abgabe an das gierig aufsaugende Uferland beträchtlich ist.

In den Hochgebirgen, deren obere Regionen einer zusammenhängenden Verwitterungs- und Vegetationsdecke entbehren, finden die atmosphärischen Wässer raschen Abfluß. Zur Zeit der Schneeschmelze und nach heftigen Regengüssen fließen also große Wassermassen ab, während sonst die zahlreichen Runsen und Gräben trocken liegen. In allen Rinnensalen bilden sich

dann Wasserfäden und vereinigen sich zu Wildbächen, Torrenten. Das Relief der Hochregion zwischen der Schneegrenze und dem Waldgürtel begünstigt diese Erscheinung. Dieses Zuflussgebiet wird von weiten Trichtern gebildet, die überhaupt die Grundform jedes Talendes sind, in denen sich die Wässer rasch sammeln und die gegen unten in eine enge Schlucht, den Tobel, übergehen (Fig. 258). An dessen Ausgänge in eine Talweitung



Fig. 259 Sammelgebiet einer Mure mit Racheln in der Lammbachschlucht bei Ägerten, Schweiz (phot. A. Baltzer)

breitet sich ein Schutt- oder Schwemmkegel aus. Die Wässer führen den Verwitterungsschutt, der in großen Massen die Abhänge bedeckt, mit sich fort. Ein tosender Strom schlammigen Wassers wälzt sich, mit Geröllen, Blöcken und Baumstämmen beladen, oft als wahrer Schlammstrom, der zu zwei Dritteln der Masse aus feinem und grobem Gesteinsmaterial und nur zu einem Drittel aus Wasser besteht, zu Tal. Besonders in den einst vergletscherten Gebieten, wo noch große Mengen von Moränenschutt liegen, nehmen diese Muren oder Murbäche sehr überhand (Fig. 259, 260).

Durch solche niedergehende Schuttmassen können Bäche und Flüsse abgedämmt werden, es bilden sich Staueseen, die sich oft verheerend plötzlich entleeren und die tiefer liegende Talstrecke verwüsten. Bei solchen

Ausbrüchen werden große Massen von Gesteinsmaterial und darin, wie in einem Breie schwimmend, riesige Blöcke fortbewegt. Besonders Gebirge von alpinem Baue werden von solchen Katastrophen häufig heimgesucht, die



Fig. 260 Schlamstrom von Kienholz am Brienzersee 1896, Ablagerungsgebiet
(phot. A. Baltzer)



Fig. 261 Schotterbett der Fella bei Chiusaforte, Italien (nach einer Aufnahme
von A. Beer, Klagenfurt)

sich bei ungewöhnlichen Witterungsverhältnissen oft über weite Gebiete wiederholen. Auf diese Weise geht viel fruchtbare Ackerland zugrunde und die armen Hochtäler verlieren dadurch die Fähigkeit, die genügsame Bevölkerung zu ernähren. Weite Täler sind in Steinwüsten verwandelt, durch die sich bei normalen Witterungsverhältnissen ein Wasserfaden schlängelt, dem man es nicht ansieht, daß er gelegentlich als ein verheerender Strom die ganze Niederung erfüllt (Fig. 261).

In drei Jahrhunderten haben die französischen Südalpen drei Viertel ihres Kulturbodens durch Vermurung eingebüßt und in den Jahren 1836 bis 1866 die Departements Haute und Basses Alpes 25.000 Einwohner infolgedessen durch Auswanderung verloren. Der auf einem Schuttkegel pendelnde Bach kann, wenn er nahe der Wasserscheide in das Haupttal mündet, seinen Lauf so verlegen, daß er über diese einem anderen Flusse zuströmt, wie dies bei der Fersina im Suganatale der Fall ist, die früher in den Caldonazzosee floß und jetzt ihren Lauf zur Etsch nimmt. Wird der durch Abdämmung des Haupttales entstandene See von Ablagerungen ausgefüllt, kann die Talsohle Stufen aufweisen, durch deren Abstürze sich der Fluß allmählich ein tiefes Bett nagt.

Wenn auch die Ursachen der Vermurung so tief in der Natur der Gebirge begründet sind, daß eine Einflußnahme außerhalb der Menschenkraft liegt, haben sie ohne Zweifel durch die fortschreitende Entwaldung eine starke Förderung erfahren. Der Waldbestand und in der Hochregion besonders das Knieholz und die dichten Polster von niederem Strauchwerke und Mooseen schützen das Gestein vor der raschen Verwitterung, binden das lose Material und verhindern das rasche Abfließen des Wassers. Man hat schon frühzeitig zur Unschädlichmachung der Wildbäche Maßregeln ergriffen, Bannwälder geschont, aufgeforstet und Rinnale durch Talsperren verbaut. Durch feste, den Bachlauf quer abschließende Mauern hat man den Weitertransport der Geröllmassen zu verhindern gesucht. Dies ist aber nur von vorübergehender Wirkung, da diese Staubecken bald mit Geschieben angefüllt sind und öfters unter dem Drucke der Massen nachgegeben haben, wodurch die Vermurungen nur noch heftiger geworden sind. Gegenwärtig ist eine reich ausgebildete Technik der Wildbachverbauung in den meisten bedrohten Gebieten Europas am Werke und zwar wird der Kampf gegen die Verwitterung schon im Einzugsgebiete begonnen, wo durch elastisches Flechtwerk (Faschinen), Weidenanpflanzungen (lebende Sperren) oder durch Trockenmauern die Kraft der abfließenden Niederschläge gebrochen und das Material festgehalten wird. Hand in Hand damit geht dann die Schaffung einer Vegetationsdecke. Diese Maßregeln können die Wirkung der atmosphärischen Wässer verringern, aber nicht ganz verhindern, denn diese schreitet als eine über die ganze Erde verbreitete Erscheinung unaufhaltsam ihrem Ziele zu, die Erhebungen der Oberfläche bis zum Meeresspiegel abzutragen.

Der Transport, d. h. die Schleppkraft eines Wasserlaufes, ist um so größer und die Korrasion um so stärker, je größer die gleichzeitig angreifende Wassermenge und deren Geschwindigkeit ist. Diese beiden Bedingungen sind am besten im Hochgebirge erfüllt, das daher auch die auffälligsten Abtragungserscheinungen bietet. Im Mittelgebirge ist die Abtra-

gung wegen der Vegetationsbedeckung und des meist verminderten Gefälles viel schwächer und im Hügellande und Flachlande gering.

Durch Zusammenfluß kleiner Wasserläufe entstehen die größeren Gerinne, Flüsse und Ströme, die bei dem vom Oberlaufe zum Unterlaufe allmählich geringer werdenden Gefälle an Stromgeschwindigkeit und daher an Schleppkraft einbüßen. Jene ist bei den meisten großen Strömen nur mehr $1\frac{1}{2}$ m in der Sekunde, also die eines guten Fußgängers. Sie schwankt an derselben Stelle mit der Wassermenge in weiten Grenzen und ist bei Hochwasser ein Vielfaches der normalen. Die Stromgeschwindigkeit wird durch die Reibung des Wassers am Untergrunde und an der Luft verringert. Je kleiner die Reibungsfläche, d. h. je kleiner die Profillinie im Vergleiche zur Profilfläche des Gerinnes ist, um so geringer ist die Reibung, die daher bei einem halbkreisförmigen Profile am kleinsten, bei großer Breite und geringer Tiefe des Gerinnes am größten ist. In der Wassermasse liegt die Linie der größten Stromgeschwindigkeit, der Stromstrich, über der größten Wassertiefe und zwar ist die Geschwindigkeit etwas unter der Wasseroberfläche am größten. Sie nimmt gegen den Boden und die Ufer ab.

Infolge reichen Wasserzuflusses bei heftigen Regen oder bei rascher Schneeschmelze kann die stets schwankende Wasserführung eines Flusses zum tausend- und mehrfachen der normalen anwachsen und dabei natürlich eine Kraft entfalten, deren Wirkungen man schwer aus dem gewöhnlichen friedlichen Anblicke des Gewässers entnehmen kann. Das normale Minimum von Hochgebirgsflüssen liegt im Winter, wo infolge der Kälte kein Zufluß stattfindet. Mittelgebirgsflüsse haben ihren Tiefstand im Herbste nach trockenen Sommern. Neben diesen regelmäßigen jahreszeitlichen Schwankungen treten größere, mehrere Jahrzehnte umfassende auf, die wohl mit Klimaschwankungen zusammenhängen. Großartige Erosionserscheinungen, die wir durch die heute am Werke befindlichen Wasserkräfte nicht erklären könnten, sind in der Zeit der großen diluvialen Vergletscherung hervorgerufen worden, für die wir eine vielfach gesteigerte fluviatile Tätigkeit annehmen müssen.

Bei ungewöhnlichen Niederschlagsverhältnissen können in begrenzten oder selbst weit ausgedehnten Zuflussgebieten solche Wassermassen fallen, daß Katastrophenhochwässer entstehen, die für den Geologen von Bedeutung sind, da sie in kurzer Zeit vor seinen Augen Wirkungen hervorrufen, die sonst nur allmählich, kaum verfolgbar, in langen Zeiträumen erfolgen könnten. Wegen der Schäden, die sie im Gebiete der Überschwemmungen bewirken, hat man sich seit langem damit befaßt, ihre Kraft zu brechen. Früher hat man das Uferland durch Dämme, die den Fluß in seinem Bette hielten, gegen Hochwässer geschützt, gegenwärtig sucht man aber vielfach der Gefahr durch die Anlage von Stau- und Sammelbecken zu begegnen, die die Hochfluten im Oberlaufe aufnehmen und in unschädlicher Menge abfließen lassen und zudem eine bedeutende Wassermenge für Kraftwerke für die Zeit des Tiefstandes aufspeichern. Die Anlage solcher viele Millionen Kubikmeter fassender Stauwerke, die besonders in Deutschland, Frankreich und anderen industriereichen Gebieten ausgeführt worden sind, ist von den geologischen Verhältnissen der Gegend abhängig. Nicht der Hochfluten

wegen, sondern um das Versiegen der Wasserläufe im Sommer möglichst zu verhindern und das kostbare Naß gleichmäßig über das ganze Jahr zu verteilen, erbaut man in trockenen Ländern: Ägypten, Arizona, New Mexiko u. a., gewaltige Sammelbecken, die die Bewässerung weiter Landstriche besorgen. So korrigiert der Mensch die Exzesse der Naturgewalten und macht sie sich dienstbar.

Die eckigen Blöcke und Trümmer, die von den steilen Gehängen der Gebirge in die Bachläufe stürzen, werden besonders bei Hochwasser gerollt und geschoben. Dabei werden sie zertrümmert, durch Reibung an den Kanten und Ecken abgeschliffen, gerundet, wobei das scharfe Gesteinspulver wie Schmirgel als Schleifmittel dient. Es entstehen kleinere Rollstücke, Gerölle oder randscheibenförmige Geschiebe, die durch Abreiben immer mehr an Größe verlieren und kugelähnlicher werden. Ihre Oberfläche ist matt und glänzt nur befeuchtet. Ihre Anhäufung wird als Schotter, Rundschorter bezeichnet. Schotter von Nußgröße heißt Riesel-schotter. Das weitere Zerreibungsprodukt, besonders zusammengesetzter Gesteine, sind endlich Körner von geringerer, wechselnder Größe (Korn), die eckig oder abgerundet sind und als Sand bezeichnet werden. Dabei geht eine Auslese des härteren, widerstandsfähigeren Materials vor sich, die bewirkt, daß schließlich nur die festesten Minerale, besonders Quarz und andere Silikate, Titaneisen und Magneteisen sowie Körner dichter Massengesteine erhalten bleiben. Kalke und andere leicht zerreibliche Gesteine verschwinden frühzeitig durch mechanische und chemische Zerstörung. Es ist eine freilich sehr schwankende Einteilung der feineren Zerreibungsprodukte nach der Korngröße im Gebrauche. Darnach unterscheidet man:

Staub (in feuchtem Zustande Schlamm) mit Korngröße unter	0·05 mm
feiner Sand	" " von 0·05—0·25 mm
mittlerer Sand	" " von 0·25—0·50 mm
grober Sand	" " von 0·50—1·10 mm
sehr grober Sand	" " von 1·10—3 mm
Grand	" " von 2—3 mm
Feinkies	" " bis 4 mm
Mittelkies	" " bis 7 mm
Grobkies	" " über 7 mm

Das Endprodukt der mechanischen Zerstörung ist, wie bei der chemischen Verwitterung, hauptsächlich feiner Sand aus Quarz und anderen Silikaten, Glimmerschüppchen und Tonpartikelchen.

Auch nach dem Gewichte und daher nach der Größe der Gerölle und Sande erfolgt eine Sonderung durch die verschiedene Strömungsgeschwindigkeit und zwar bleiben zuerst die großen Blöcke und Gerölle liegen und erst mit der weiteren Abnahme der Stoßkraft des Wassers kleinere Gerölle und der gröbere Sand und schließlich kann die sanfte Strömung eines großen Stromes nur mehr die feinsten Zerreibsel mitführen. Gerölle und grobe Sande werden auf dem Boden des Flüßbettes rollend fortbewegt und nur die feinsten Teilchen als Trübung des Wassers mitgeführt, bis auch sie sich zum Teil niederschlagen, während ein Teil im bewegten Flüßwasser stets suspendiert bleibt. Der Auftrieb unterstützt dabei die Schleppkraft

bedeutend. Das von Flüssen auf dem Boden oder im Wasser suspendiert mitgeführte feste Material wird als Sinkstoffe bezeichnet. Aus der folgenden Tabelle ist das Verhältnis von Geschwindigkeit der Strömung und der transportierten Massen zu ersehen.

Geschwindigkeit des Wassers in der Sekunde	Zurückgelegter Weg in der Stunde	Das Wasser transportiert
7·5 cm	0·27 km	feinsten Schlamm
15 cm	0·54 km	feinsten Sand
20 cm	0·72 km	Sand von zirka $1/2$ mm Durchmesser
30 cm	1·08 km	feinen Kies
60 cm	2·16 km	Gerölle von 1·5 cm Durchmesser
90 cm	3·24 km	eigroße, eckige Stücke.

Der Mississippi bewegt 11% seiner Sinkstoffe auf dem Boden, bei der Rôhne ist die Suspension weniger als 25% der Gesamtmenge.

Manche dünngeschichtete Gesteine liefern vieleckige, plattige Bruchstücke, die ihre scherbenartige Gestalt bewahren (Plattenschotter). Da jeder Flußlauf die Gesteine seines Zuflußgebietes vereint, so kann man aus den Geröllen eines kleinen Wasserlaufes einen Schluß auf die Beschaffenheit der benachbarten Gebirge ziehen. Sein Schotter spiegelt gewissermaßen die Lokalfarbe der nächsten Umgebung wider, besitzt in seiner Zusammensetzung nur eine örtliche Verbreitung und wird daher als Lokalschotter bezeichnet. Durch die Auslese wird bei weitem Transporte diese Schlußfolgerung sehr ungenau, da naturgemäß die weicheren Gesteine verschwinden. So besitzt die Donau bei Wien unter 100 Geröllen von etwa 70 cm^3 Größe 62, die aus Quarz, 12, die aus Kalk und Dolomit und 26, die aus anderen Gesteinen bestehen. In Rieselschotter herrschen die Quarze noch mehr vor. Trotzdem alle größeren Zuflüsse des Stromes aus den Alpen stammen, treten die alpinen Kalke so stark zurück. Durch das Überhandnehmen der härteren, widerstandsfähigen Bestandteile und durch Wegschwemmen der leichteren Gesteine werden besonders harte und schwere Mineralkörper, wie Diamanten, Rubine, Saphire, Gold, Platin, Zinnerz u. a., die in den Gesteinen eines Gebirges nur selten auftreten, in dem Sande an gewissen Punkten so angereichert, daß sie den Abbau und die Gewinnung durch Schlämmprozesse lohnen. Diese Vorkommen werden als Seifen (Gold-, Platin-, Rubinseifen usw.) bezeichnet und liefern fast ausschließlich die Weltproduktion an Edelmetallen und viele Edelsteine.

Am Fuße von Wasserfällen, wo eine plötzliche Hemmung seiner Schleppkraft eintritt, läßt ein Flußlauf das grobe Gerölle liegen. Dies ahmt die Wildbachverbauung nach, indem sie die Wasserläufe künstlich in einzelne Stufen zerlegt. Wo die Schleppkraft eines Flusses infolge der tragen Strömung oder zu großer Geschiebeführung zu erlahmen beginnt, bleiben nach und nach die mitgeführten Schotter- und Sandmassen liegen, die sich nur bei Hochwässern weiterbewegen. Die abgelagerten lockeren Massen bilden eine mehr minder dicke Lage auf der Talsohle, auf der der Fluß seinen Weg nimmt, das Schotterbett, in das hinein er sein Gerinne vertieft hat. Es ist bisweilen sehr breit und erfüllt die ganze Talweite.

Seine Mächtigkeit erreicht an der Donau bei Wien 16 m. Der Fluß hat zuerst noch die Kraft, die Gerölle und Sande im Stromstriche weiterzuschleppen, aber in der seitlichen geringeren Strömung läßt er sie fallen und es bauen sich dort, wie im konvexen Bogen der Krümmungen, im Rückstau oder im Schutze von Inseln und Untiefen, an Flußverweiterungen, wo die Strömung erlahmt oder im toten Winkel am Zusammenflusse zweier Wasserläufe Sand- und Schotterbänke auf, die sich besonders bei Hochwässern erhöhen und zuerst nur bei Niederwasser, später aber ständig trocken liegen (Auen) und der Vegetation einen reichen Boden bieten. Die vom Stromstriche abhängigen Bänke wandern mit dessen Veränderung flußabwärts und werden durch die wechselnde Lage in der Fahrtrinne der Schiffahrt gefährlich. Im regulierten Donaubette bei Wien wandern die Sandbänke zirka 200 m im Jahre (Fig. 262). Aber auch die ganze Masse

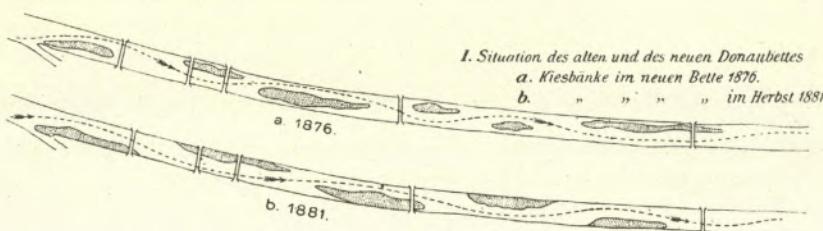


Fig. 262 Wandern der Sandbänke im regulierten Donaubette bei Wien
(nach J. Lorenz von Liburnau, aus R. Höernes)

des Schotterbettes ist in einer langsamen Bewegung. Durch fortwährende Erhöhung kann sich das Flußbett über die Talsohle erheben und diese bei Hochwasser überschwemmt werden (Überschwemmungs-, Inundationsgebiet), wobei meist nur feines Material abgesetzt wird. Dabei kann der Fluß auch seinen Lauf verlegen und große Verheerungen herbeiführen. Der Po fließt in seinem Unterlaufe höher als die Ebene und muß durch große Dämme in seinem Bette gehalten werden, der Hoangho hat wiederholt bei einem Dammbruche seinen Unterlauf verändert und verlustreiche Katastrophen, die Millionen Menschenleben vernichteten, herbeigeführt.

Mündet ein Wasserlauf in ein stehendes Gewässer, so tritt infolge der gehemmten Strömung eine rasche Sonderung der Sinkstoffe nach dem Gewichte ein, von denen zuerst die Gerölle, dann die Sande zu Boden fallen und endlich auch die feinste Trübung niedergeschlagen wird. Es tritt eine Klärung des Wassers ein, die im Meere infolge des Salzgehaltes rascher vor sich geht und aus einem Schaltsee tritt der Fluß mehr minder gereinigt heraus. Dieser plötzliche Absatz baut einen Schwemmkegel unter der Wasseroberfläche in das Wasserbecken hinaus, der als Delta bezeichnet wird (Fig. 258, 260). Durch fortgesetzte Ablagerung an der Stirne schiebt es sich halbinselartig vor, wobei die Wellen des stehenden Gewässers oft mit dazu beitragen, das Land rasch vorrücken zu lassen, indem sie den Sand gegen das Ufer spülen. Mündet ein Fluß in eine Bucht, so wird diese ausgefüllt. Seebecken gehen auf diese Weise unaufhaltsam ihrer Ausfüllung

entgegen, was man an vielen Schaltseen der Alpen verfolgen kann, an deren Stelle dann eine Talebene liegt. Auch Endseen verschwinden in kurzen geologischen Zeiträumen, wie man an Wüstenseen ersieht, bei denen aber bisweilen auch das Überwiegen der Verdunstung über die Wasserzufuhr eine Austrocknung herbeiführt. Die Reuß lagert täglich 548 m^3 Geschiebe im Vierwaldstätter See ab, der Rhein führt jährlich 47.000 m^3 in den Bodensee, der danach in zirka 12.000 Jahren zugeschüttet sein wird, die Ache 142.100 m^3 in den Chiemsee (127 cm^3 in 1 m^3 Wasser). Bei Wien führt die Donau jährlich 465.000 bis 894.500 m^3 Geschiebe, das ist 13 cm^3 auf 1 m^3 Wasser. Im Delta des Ganges und Brahmaputra werden jährlich gegen $180.000.000 \text{ m}^3$ Sinkstoffe abgelagert. Infolge dieser großen Sedimentmasse schieben die Flüsse ihre Deltas rasch vor. So hat man am Mississippi ein jährliches Vorrücken bis 113 m , beim Nil von 4 bis 13 m , am Terek (Kaspisee) von zirka 500 m beobachtet. Aus dem Wachsen des Rhônedeltas im Genfer See hat man berechnet, daß dieser in 48.000 Jahren zugeschüttet sein wird. Eines der klassischen Beispiele für die rasche Verlandung von Küsten ist das Gebiet der Pomündung und der benachbarten Flüsse. Die Stadt Adria, die zu Augustus Zeiten Seestadt war, liegt heute 35 km von der Küste entfernt, Ravenna ist in noch kürzerer Zeit 6.5 km weit vom Meere getrennt worden. Man rechnet dort mit einem jährlichen Vorrücken des Landes von 70 m .

Nach Tarsus in Kilikien konnte Kleopatra mit ihrer Flotte gelangen, da die Stadt 1 km von der Lagune R̄egma gelegen war. Heute breiten sich 20 km festen Landes bis an das Meer aus. Andere Deltas zeigen seit Beginn geschichtlicher Überlieferung keine Veränderung und man dürfte wohl großenteils Meeresströmungen dafür verantwortlich machen, die die Sinkstoffe weiterschleppen. Auch wird bei einer positiven Verschiebung der Strandlinie ein Delta eher stationär bleiben, während bei einer negativen Bewegung Gelegenheit zu einer ausgedehnten Schwemmlandbildung vorhanden ist, wie man es für die Riesenströme Nordchinas annimmt. Aus solchen vor unseren Augen vor sich gehenden Veränderungen der Verteilung von Festland und Meer wird uns begreiflich, daß durch die Flüsse weite Flächen dem Meere abgerungen worden sind, wie schon Herodot Ägypten ein Geschenk des Nil genannt hat. Die ganze Niederung des westlichen Toskana ist 60 km landeinwärts im Quartär noch eine Meeresbucht gewesen und in historischer Zeit noch 12 km in das Meer vorgerückt, die ganze Poebene, das chinesische Tiefland und das südliche Mesopotamien sind in junger Zeit landfest geworden und ein Orakelspruch kündet die Vereinigung Zyperns mit Kleinasiens durch die Anschwemmungen des Pyramus (Dschihān) an. Es ist berechnet worden, daß das Gelbe Meer durch die großen chinesischen Flüsse in 100.000 Jahren ausgefüllt sein dürfte. Das Delta des Hoangho umfaßt heute 250.000 km^2 .

Mit der vielen Tausende von Quadratkilometern umfassenden Ausdehnung der großen Deltas (Nil 22.000 km^2 , Mississippi 36.000 km^2 , Ganges und Brahmaputra 86.000 km^2) stimmt deren Mächtigkeit nicht immer überein. So hat man diese in dem kleinen Rhônedelta mit 200 — 300 m , in dem der Dranse (beide am Genfer See) mit mehr als 300 m anzunehmen. Im Nil-

delta hat man bis 105 m (97 m u. d. M.) in dem feinen Schlamme gebohrt, der überaus langsam abgesetzt wird, bei Modena ist in 215 m unter dem Meeresspiegel das Liegende der Schotter nicht angefahren worden und im Deltagebiete von Venedig hat man erst in 122 m Tiefe die fluviatilen Bildungen durchsunken, was an einem anderen Punkte bei 173 m noch nicht der Fall war. Gerade die größten Deltas scheinen aber wenig mächtig zu sein, wie der Durchschnitt von 12 m für den Mississippi und 18 m für den Ganges zeigt. Es geht daraus hervor, daß im allgemeinen die Mächtigkeit eines Deltas mit dem Büschungswinkel des Grundes wächst. Es ist verständlich, daß solche ausgedehnte Sedimentschichten aus der Vorzeit der Erde erhalten sein müssen und eine Rolle in der Gesteinsbildung spielen, von der in einem späteren Abschnitte noch die Rede sein wird.

Flüsse rufen an ihrer Mündung, selbst wenn ihre stärkere Strömung oberflächlich verschwindet, einen Unterstrom hervor, der in ihrer Verlängerung eine submarine Flußrinne ausräumt. Dies hat sich im kleinen in schädigender Weise bei der Regulierung des Wienflusses gezeigt, der in einem betonierten Gerinne mit großer Geschwindigkeit dahinfließt. Wo er durch den Rückstau des Donaukanals seine Strömung verliert, hat man auf die Betonierung der Sohle verzichtet und der Fluß hat bei dem nächsten Hochwasser, ohne daß man an der Oberfläche des gestauten Wassers dies erkennen konnte, so tief erodiert, daß die Kaimauern einzustürzen drohten. Man sah deutlich die Strömung unter den ruhigen Wasserspiegel hinabtauchen. Der Hudson hat sich eine submarine Rinne geschaffen, die von der 35 m - bis zur 180 m -Tiefenlinie auf eine Entfernung von 240 km von der Küste verfolgt werden kann. Die des Kongo ist 200 km lang und bis 1000 m tief. Daß sie in manchen Fällen sicher durch Erosion geschaffen worden sind und keine überschwemmten (ertrunkenen) Täler vorstellen, zeigen die ähnlichen Gerinne des Rheins bei seiner Einmündung in den Bodensee (4 km lang, 14 m tief) und der Rhône (6 km lang) im Genfer See. Bei dieser Erscheinung dürfte in Seen wohl das größere spezifische Gewicht des kalten und getrübten Flußwassers mitspielen, das zur Tiefe sinkt, wie man das deutlich bei der Einmündung der Sarea mit ihren Schneewässern in den Gardasee sieht. Die Strömung großer Flüsse macht sich infolge des geringeren spezifischen Gewichtes des Süßwassers oberflächlich weit in das Meer hinaus bemerkbar. Das braune Wasser des Kongo läßt sich auf 450 km weit erkennen und die Nähe der Orinoko- und Amazonasmündung ist weit vom Ufer entfernt in der Verfärbung des Meeres erkennbar. Auch das Gelbe Meer hat davon seinen Namen.

Korrasion des fließenden Wassers

Die Korrasionskraft eines Wasserlaufes hängt von seiner Stromgeschwindigkeit, also von seinem Gefälle und seiner Wassermenge und damit zusammenhängend von seiner Geschiebeführung ab. Wenn er also über eine gleichmäßig geneigte Bahn herabfließt, so wird er gegen unten wegen der größeren Wassermenge und Schleppkraft stärker den Untergrund angreifen als weiter flußaufwärts, er wird also unten zuerst ein sanfteres Gefälle her-

stellen und dadurch den Punkt stärkster Erosion fortwährend flussaufwärts verschieben. Daraus ergibt sich eine oben steilere parabolische Kurve, die eine solche Gestalt anzunehmen strebt, daß jeder Teil der durch die verschiedenen Faktoren bedingten Erosionskraft entspricht, daß diese also keine Wirkung mehr ausübt (ideale Linie der Gefällsterminante, Endkurve der Erosion, Fig. 263). Diese Kurve ist besonders in den Anfangsstadien (junge Täler) und wo sie härtere Gesteinspartien durchschniden muß, oft durch mehr minder senkrechte Abstürze, die sich über flachere Talstufen erheben, unterbrochen. Über sie stürzt das Wasser als Wasserfall, Kaskaden (bei größerer Wassermenge und geringerer Höhe Stromschnellen), hinab und übt an ihrem Fuße durch die Wirbelbewegung der mitgeführten Blöcke eine Aushöhlung in die Tiefe, Kolkung, Evorsion, aus, die in den festen Fels senkrechte, oft 10 m und mehr messende tiefe Löcher (Kolke, Strudeltöpfe, Riesentöpfe) bohrt, deren Wände

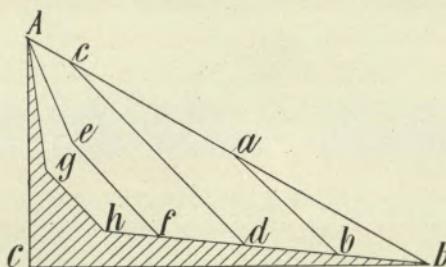


Fig. 263 Ausbildung der Gefällsterminante nach A. Philippson
 A-B ursprüngliches Gefälle, AghB Endgefälle, AcadB, AefB Zwischenstadien,
 ab, cd, ef, gh Torrentpartien, Ae, Ag Kaskadepartien

glatt gescheuert und oft mit Spiralfurchen bedeckt sind, die die drehende Bewegung der glattgescheuerten Reibsteine erkennen lassen. Unter tropfendem Wasser entstehen geglättete Vertiefungen, in denen Gesteinsbrocken zu Hochglanz poliert werden (Tropfwasserglättung). Bei Stromschnellen sind Riesentöpfe häufig, z. B. in der Salzach bei Golling (Salzachöfen), wo sie auch hoch über dem Flusse an den Wänden der Schlucht angeschnitten zu sehen sind, am Imatrafalle in Finnland u. a. O. (Fig. 264, 265). Große Flüsse, die über steile Wände einer Stufe herabstürzen, üben natürlich eine ganz hervorragende Erosion aus, wie die größten Fälle der Erde, die des Iguassu in Argentinien, die Viktoriafälle des Sambesi oder die des Niagara. Die letzteren sind seit langer Zeit genau beobachtet und geben daher das beste Bild dieser großartigen Erscheinung. Der Niagara, der Ausfluß des Eriesees, stürzt über eine 50 m hohe Stufe herab, die aus horizontal gelagerten Schichten besteht. An der Sohle treten weichere Sandsteine und Schiefer auf, die durch die tiefe und weite Kolkung ausgewaschen werden, so daß die höheren Kalke nachbrechen und der Fall bis 66 cm im Jahre zurückweicht (Fig. 266). Unterhalb liegt eine 12 km lange Schlucht mit senkrechten Wänden, die der Fluß auf diese Weise geschaffen

hat. Wenn man nun annimmt, daß er seine Arbeit stets nur mit gleicher Kraft geleistet hat, so hat er 7000—36.000 Jahre dazu gebraucht und der Fall wird bei ungeänderten Verhältnissen spätestens in 70.000 Jahren den Eriesee erreichen und dadurch verschwinden.

Wo zwei Strömungen zusammentreffen, wenn das Gefälle sich vergrößert oder bei einer Verengung des Bettes, die einen Stau hervorruft,

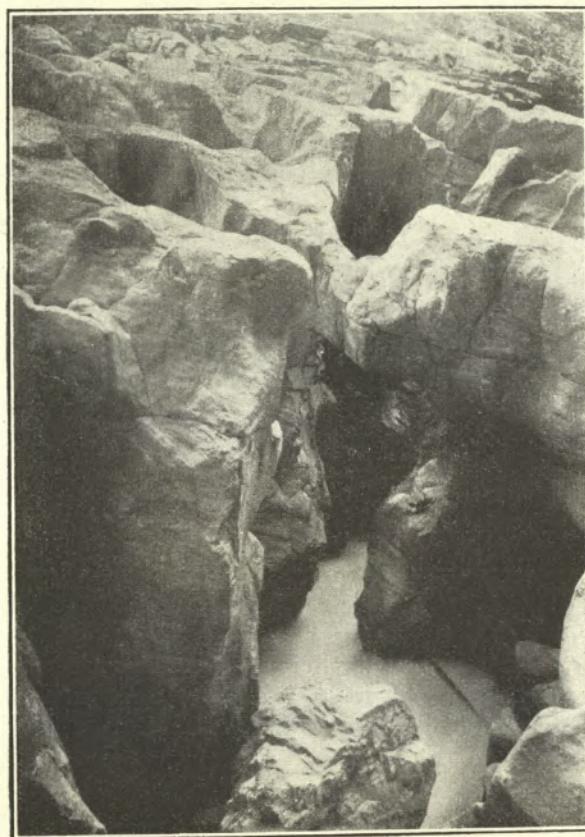


Fig. 264 Erosion der Sarca bei Ponte Balantino, Südtirol
(nach einer Aufnahme von G. B. Unterberger, Trient)

treten ebenfalls Wasserwirbel oder Strudel und als deren Folge Kolke (Strömungs-, Staukolke) auf. So hat die Donau bei der Enge von Grein 30 m, bei der des Eisernen Tores 50 m tief gekolkelt. Bei Wasserbauten, die Abdämmungen erfordern, stellen sich Kolkungen überaus störend ein. Die Donau bei Wien hat anlässlich ihrer Regulierung durch 18 m tiefe Kolkungen bei einer Wassertiefe von nur 3 m die Arbeiten sehr erschwert. Das Rinnsal bietet nie eine gleichmäßige Kurve, sondern eine Reihe von Kolken, die einander oft verschneiden. Der Fluß arbeitet also besonders mit

seinen Wirbeln vertiefend (Erosion). Durch einen Eisstoß gestaut, wurde die Schlocke, ein kleiner Fluß in Kurland, aus ihrem Bette gedrängt



Fig. 265 Riesentöpfe an den Kaskaden des Asuratales bei Kristyor,
Hunyader Komitat, Ungarn (phot. L. v. Lóczy)

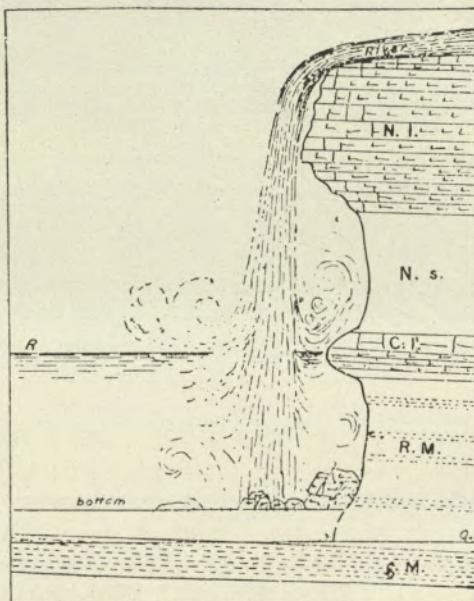


Fig. 266 Profil des Niagarafalles (nach J. W. W. Spencer). Die leicht zerstörbaren schiefrigen Schichten *R. M.* und *N. s.* werden ausgewaschen und der feste Kalkstein *N. l.* bricht nach.

und schuf sich in 34 Stunden ein neues von 98 m Länge, das bis 8 m breit und bis $3\frac{1}{2}$ m tief in devonischen Dolomit und Mergel eingerissen war.

Im allgemeinen wird im oberen Teile eines Wasserlaufes, wo die Korrasion stärker ist, zur Tiefe erodiert, das Tal zeigt daher bei der in unserem Klima vor sich gehenden Abböschung der Talwände im Querschnitte die

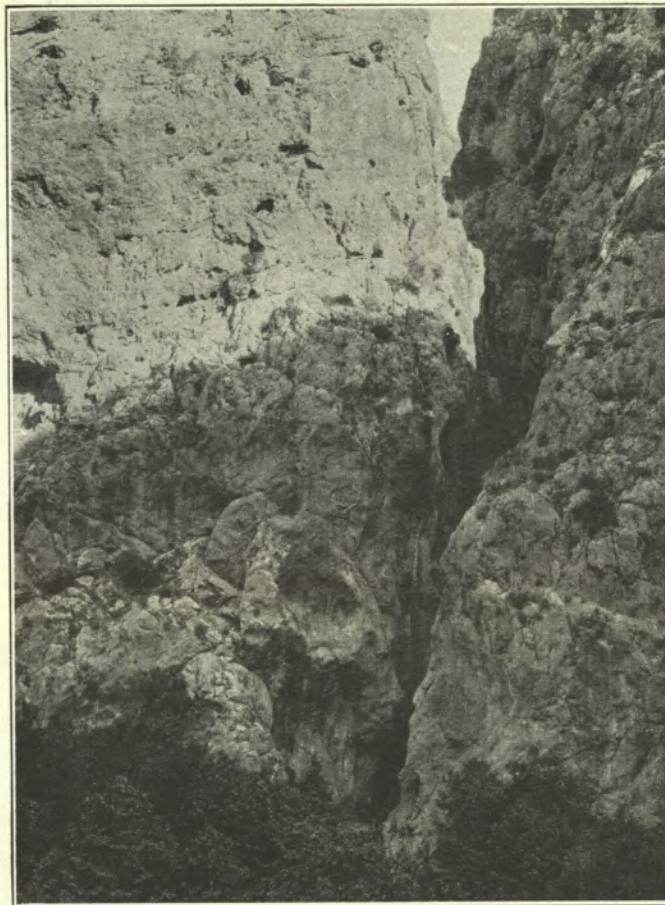


Fig. 267 Göwdensu-Klamm bei Sarykawak, Kilikien
(phot. F. X. Schaffer)

Form eines V (V-Täler). In Kalken, Sandsteinen, Schiefern entstehen bei der Festigkeit des in senkrechten Wänden stehenden Gesteins im Oberlaufe enge Schluchten, Klammen (Fig. 267). Wenn ein Haupttal tiefer eingeschnitten ist als die Seitentäler, so münden diese als Hängetäler oft hoch oben an der Talwand und die Nebenbäche stürzen als Wasserfälle herab, wobei durch rückläufige Erosion die Klammbildung begünstigt wird (Fig. 268). In solchen Fällen ist die Tiefenerosion sehr beträchtlich. Manche Bäche haben seit der Eiszeit bis 300 m tiefe Klammen geschaffen

(Fig. 269). Dies ist an manchen Haupttälern der Alpen zu beobachten, die durch die eiszeitlichen Gletscher gegenüber den Seitenbächen übertieft worden sind. Bei einer Abnahme der Niederschläge eines Landes werden die kleineren Bäche ihr Wasser verlieren, während das Haupttal noch weiter erodiert wird. Es entstehen ähnliche Hängetaler.

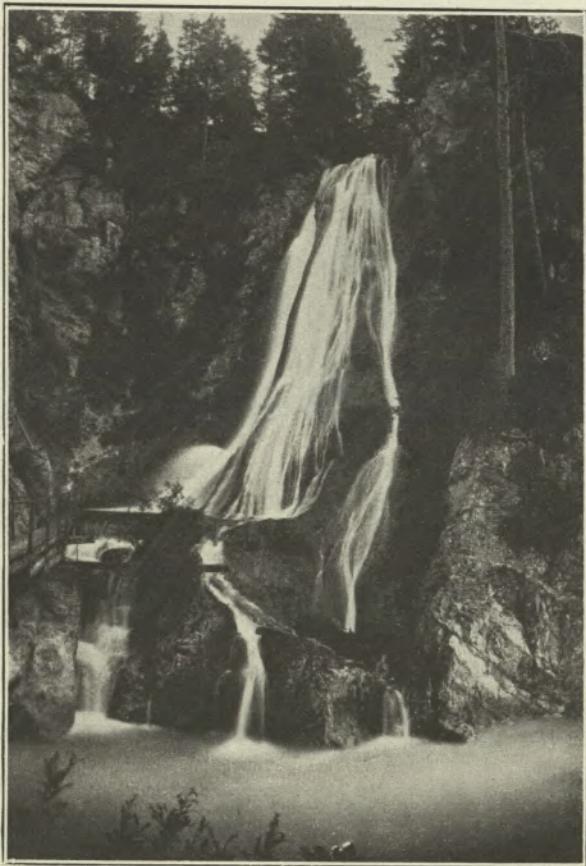


Fig. 268 Wasserfall in der Schlizza-Schlucht bei Tarvis, Kärnten
(nach einer Aufnahme von A. Beer, Klagenfurt)

Im Oberlaufe, wo der Fluß ein stärkeres Gefälle zu haben und größere Schottermassen zu führen pflegt, ist die Erosion am größten. Er vertieft sein Bett in das feste Gestein und wenn er bei Hochwasser auf einem ebenen Talstücke einen Schuttkegel anhäuft, schneidet er sich bei normalem Wasserstande darin ein. Im Mittellaufe hat er großenteils schon ein sanfteres Gefälle, er erodiert unbedeutend und transportiert hauptsächlich.

Im Unterlaufe hört auch der Transport groben Materials auf, der Fluß läßt die mitgeführten Geschiebe liegen, er hält nur die feine Trübung suspendiert und fließt träge über sein Schwemmland hin, er sedimentiert.

tiert. Diese Stadien zeigen aber manche Unregelmäßigkeiten. Oft sind im Mittel- und Unterlaufe großer Ströme Stromschnellen und Wasserfälle ein-

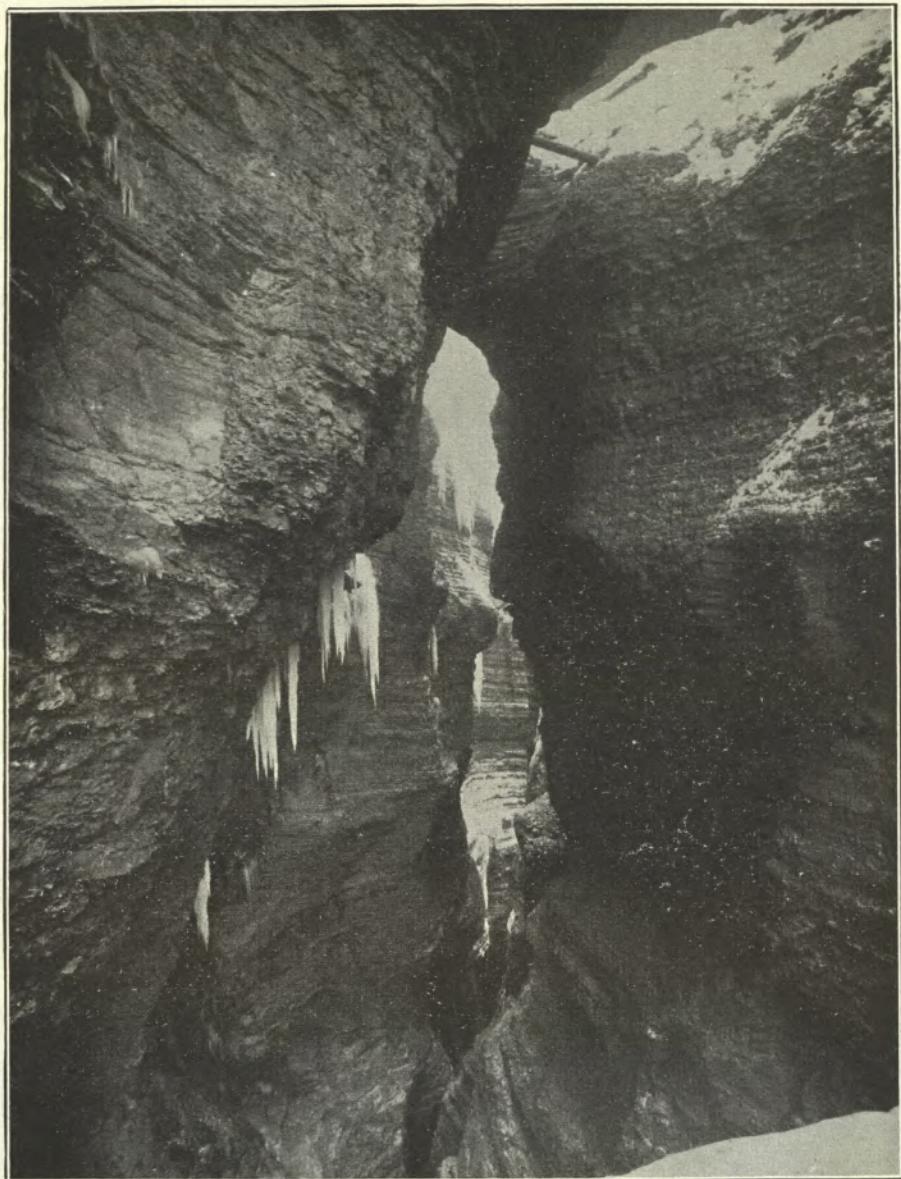


Fig. 269 Schlucht der Fersina bei Ponte Alto unweit Trient in horizontal geschichteten, dünnbankigen Kalken (nach einer Aufnahme von G. B. Unterveger, Trient)

geschaltet, wie an der unteren Donau (Eisernes Tor), die Katarakte des Nil u. a., so daß sie auch dort kräftig erodieren.

Jeder Wasserlauf sucht sein Einzugsgebiet tiefer zu legen und dadurch

die Wasserscheide, die Grenzlinie gegen den benachbarten Flußlauf zurückzuverlegen, es entsteht ein Kampf um diese zwischen den beiden und der stärkere, der kräftiger erodierende, drängt den schwächeren zurück

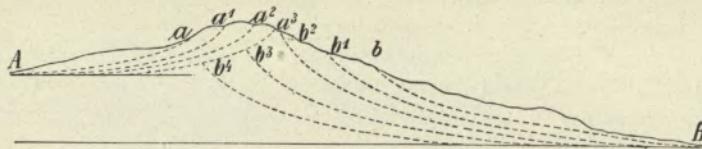


Fig. 270 Rückverlegung der Wasserscheide von b nach b^4 durch die stärkere Erosion des Flusses $b-B$.

(Fig. 270). Oft besitzt, besonders bei wenig gestörter Lagerung der Schichten, das sonst trichterförmige Talende einen halbkreisförmigen Umriß und senkrechte Wände (Zirkus) und es erfolgt das Rückverlegen der Wasserscheide

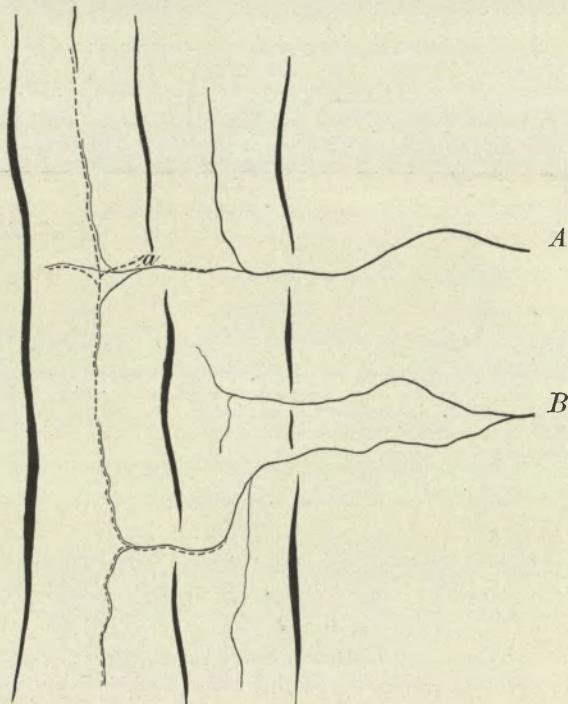


Fig. 271 Der Fluß B zapft mit seinem im Streichen liegenden Zuflusse das Talsystem von A an und gliedert sich dessen Zuflüsse an. Bei a entsteht eine Talwasserscheide. Neue Flußläufe gestrichelt.

durch Nachbruch der Gesteinsbänke, die von Sickerwässern unterwaschen sind. Wenn nun der Fluß durch kräftiges Rückkeinschneiden seines Talschlusses über eine niedere Wasserscheide das Gebiet des Nachbarn anschneidet, so kann er eines der Täler durch Umkehren des Gefälles sich angliedern — anzapfen —, ja durch Abschneiden eines ganzen Astes einen

Teil dessen Zuflußgebietes sich tributär machen (Fig. 271). Es entsteht dann in dem alten Tale eine oft kaum merkbare Talwasserscheide. Wenn ein Gebirge eine deutliche Wetterseite besitzt, so werden an ihr die Flüsse infolge der größeren Wassermenge stärker erodieren als an der Rückseite und es wird die Neigung bestehen, die Wasserscheide auf deren Kosten zu verlegen. Auch der Bau eines Gebirges, die Neigung der Schichten, die Widerstandsfähigkeit der Gesteine oder das Gefälle u. a. sind für die Lage der Wasserscheide von Bedeutung.

Ein Flußlauf kann in jeder Teilstrecke seine Endkurve erreichen (reif werden), das heißt, er erodiert nicht mehr, er sedimentiert und fließt träge über sein Schwemmland meist in vielfachen, sich oft verändernden Windungen, Mäandern, dahin. Solche Talebenen mit geringen Gefällen entstehen auch,

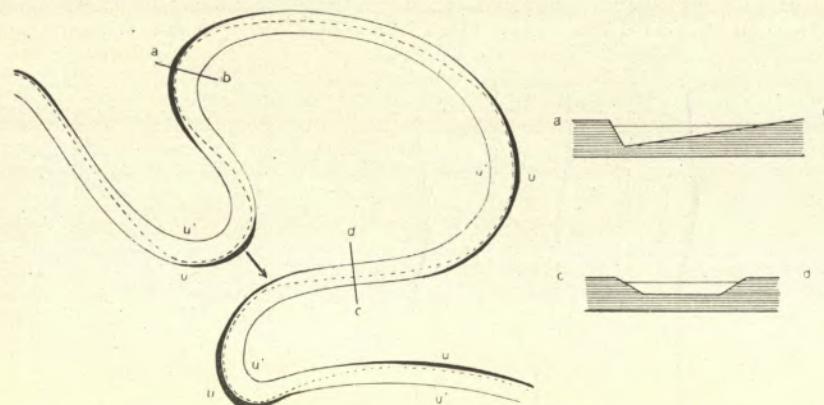


Fig. 272 Flusschlinge, die in der Richtung des Pfeiles durchrisen wird.
 u Prallufer, u' Anwachsufers, Stromstrich gestrichelt. Profil $a-b$ in einer Krümmung, $c-d$ in geradem Stromlaufe

wenn ein Fluß einen Schaltsee ausgefüllt hat und das weite Schotterfeld durchfließt. Die Zuflüsse trachten den Hauptfluß zur Seite zu drängen, so daß er bald an der einen, bald an der anderen Talseite liegt. Jede Abweichung von dem geraden Laufe drängt aber das Wasser infolge der Flieh- kraft gegen die konkave Seite der Krümmung, staut es über sein Niveau und verlegt dorthin den Stromstrich (Fig. 272). Dieser übertreibt daher die Serpentine, benagt und unterwäscht das Prallufer, während die konvexe Seite infolge der schwachen Strömung versandet. Jeder Fluß sucht daher seine Krümmungen zu verschärfen und flußabwärts zu verschieben. Es entstehen Schlingen, die nur durch eine schmale Landbrücke getrennt sind, die oft durchrisen wird. Es bilden sich Inseln und wenn die Schlinge von dem neuen, kürzeren Laufe durch Versanden abgeschnitten wird, werden solche Flussarme als tote Wässer oder Altwässer bezeichnet. Sie versumpfen und verlanden oft und erweitern den Talboden. Der Stromstrich langsam fließender Flüsse wird durch den Wind abgelenkt, wodurch besonders bei Hochwasser oder Eisgang das Ufer kräftig angegriffen wird.

Jedes Tafelland zeigt eine wenn auch geringe Abdachung, der die Flüsse in trägem, geschlängeltem Laufe folgen. Es wird zuerst in wasser-

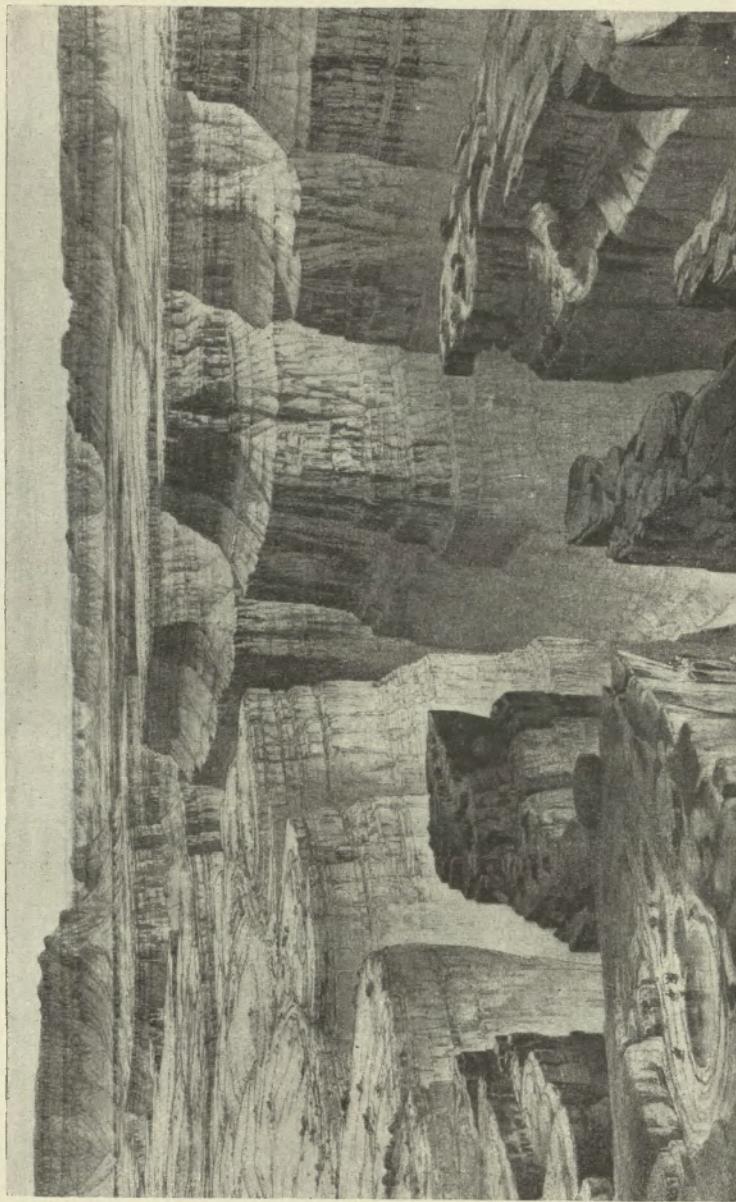


Fig. 273 Grand Canyon des Colorado, Nordamerika (nach C. E. Dutton); zeigt die enge Erosionschlucht und die entblößte Schichtfläche der Esplanade, die Sohle des oberen, weiten Tales.

scheidende Rücken aufgelöst, zertalt. Seine Täler (Tafeltäler) weisen viele Windungen und Schlingen auf, weil der Fluß bei geringem Gefälle durch jedes Hindernis und die eigenen Anschwemmungen abgelenkt wird. Ihr Ende ist meist ein steilwandiger Talschluß, der durch rückläufige

Erosion verlegt wird. Eine tief eingeschnittene Flusschlinge löst einen Umlaufberg ab. Wenn infolge trockenen Klimas die Abschrägung der Talwände nicht erfolgt, entstehen in Massengesteinen und horizontalen Schichten Täler mit steilen Wänden, sogenannte U-Täler. Wenn sich solche Tafelräder durch langandauernde Erosion tief in mehr minder horizontalgelagerte Schichten oder Massengesteine einschneiden, bilden sich gewundene, enge Schluchten, Kanyons, aus. Das großartigste Beispiel dafür ist die Schlucht des Rio Colorado in den Vereinigten Staaten, der sich in das Coloradoplateau einen 360 km langen und bis 1500 m tiefen Kanyon eingeschnitten hat. Dessen Breite beträgt in der Tiefe nur 100 m und wird



Fig. 274 Wandverwitterung im Grand Canyon des Colorado (nach G. C. D. Dutton)

ganz von dem mächtigen Flusse eingenommen, aber in seiner oberen Hälfte ist er durch Wüstenverwitterung und Winderosion bis auf 20 km erweitert und bildet mit der Auflösung des benachbarten Teiles des Plateaus in eine Unzahl von Tafelbergen, Pyramiden, Türmen und Graten die großartigste Erosionserscheinung der Erde (Fig. 273, 274). Ein ganz vorzügliches Beispiel eines Tafelrales bietet das Rheintal im rheinischen Schiefergebirge, während die Täler des Lamas Su und Alata Tschai im Kalkplateau Kilikiens den Kanyoncharakter zeigen. Dort sieht man sehr deutlich, daß sich das Prallufer in seiner ganzen, bis mehrere 100 m messenden Höhe vertikal erhebt, während das konvexe Ufer bei der nachweisbaren Wasserabnahme in der Höhe vertikal, in seinem unteren Teile geböscht ist.

Wenn die Endkurve erreicht, das Tal reif ist, wirkt der Fluß nur mehr seitlich erodierend, er sucht sein Tal zu verbreitern. Die Verwitterung, Regenspülung und Rutschungen böschen die Talwände ab (V-Tal) und

deren eckiges Material mischt sich mit den Geröllen. Die Wasserscheiden werden erniedrigt und das ganze Flußgebiet abgetragen. In diesem Zustande sucht der Fluß sein Bett zu erhöhen, schafft sich stets neue Gerinne und trachtet durch Ausgleich der Reliefunterschiede eine pluvio-fluviale Endfläche herzustellen (ein Peneplain, eine Fastebene nach Davis), in der seichte Talweiten durch flache Rücken getrennt sind und die widerstandsfähigeren Gesteinszüge hervortreten. Die Entstehung dieser theoretischen Endfläche ist mindestens durch rezente Beispiele nicht zu belegen und ihre Ausbildung muß auf jeden Fall klimatisch beschränkt sein.



Fig. 275 Steil- und Flachufer der Drau bei Villach
(nach einer Aufnahme von A. Beer, Klagenfurt)

Man hat an vielen großen Strömen, zuerst an denen Sibiriens, beobachtet, daß ihr rechtes Ufer steil, also das Prallufer, das linke jedoch flach ist. Man hat diese Erscheinung als eine Folge der Erdrotation gedeutet, die die auf der nördlichen Halbkugel fließenden Gewässer zwingt infolge der Abnahme, beziehungsweise Zunahme der Umdrehungsgeschwindigkeit ihrer Wassermassen bei Veränderung der geographischen Breite ihr rechtes Ufer anzugreifen (Fig. 275). Nördlich fließende Wasserläufe unterwaschen ihr östliches, südlich fließende ihr westliches Ufer. Auf der südlichen Halbkugel ist die Orientierung gegenteilig. Dieses nach dem Entdecker genannte v. Baersche Gesetz hat geteilte Aufnahme gefunden. Man hat ihm den eigentümlichen Verlauf der Donau zugeschrieben, die, wo sie in einer Ebene fließt, also Platz für eine Stromverlegung besitzt, nach rechts konvexe Bogen bildet, die girlandenartig zwischen den Gebirgsstückchen hängen, die sie durchbricht. Manche Forscher sind nicht geneigt, dieser theoretisch einwand-

freien Wirkung der Rotation eine praktische Bedeutung zuzuschreiben und verweisen auf mannigfache Ausnahmen, die aber bei der Mannigfaltigkeit der Natur vielleicht anderweitig zu begründen sind. So wird die Ungleichheit der meridionalen Flußtäler und Trennungsrücken Galiziens dem Wirken der vorherrschenden Ostwinde zugeschrieben.

Wiederbelebung der Erosion

Wenn ein Wasserlauf sein Endgefälle erreicht hat, kann Erosion erst wieder eintreten, wenn seine Wassermenge größer wird (niederschlagsreiche Periode), die Menge der Sinkstoffe abnimmt oder sein Gefälle wächst. Dies kann geschehen durch Hebung des Zuflußgebietes oder durch Sinken der Erosionsbasis, die für jeden Fluß in letzter Linie der Meeresspiegel oder ein Endsee ist. Schaltseen müssen für die oberhalb gelegene Strecke eines Flusses die Erosionsbasis bilden, durch deren Veränderungen (Aufstau,

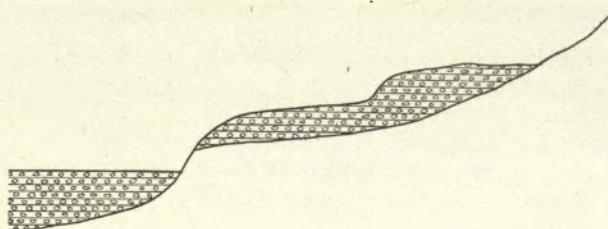


Fig. 276 Zwei ältere Auftragsterrassen, darunter Einschneiden des Flusses bis auf den Untergrund und Aufschüttung eines jüngeren Schotterbettes

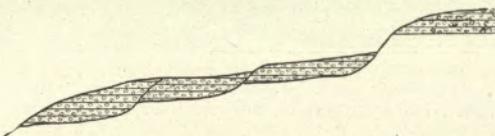


Fig. 277 Nach Ablagerung einer Auftragsterrasse hat der Fluß bis auf den Untergrund einschneidend eine tiefere abgelagert und sodann zweimal tiefer einschneidend und wieder aufschüttend Reakkumulationsterrassen angelegt.

Ausfließen) dieser beeinflußt wird. Wenn die Erosion neu belebt wird, vertieft der Fluß sein Gerinne in das Schotterbett oder auch in den festen Untergrund der Talsohle, deren seitliche Teile, also alte Talböden, als mehr minder ebene Terrainstufen, „Terrassen“ (Erosionsterrassen), ihn nun begleiten. Dieses Einschneiden kann sich mehrfach erneuern, wobei Systeme von Terrassen entstehen, die bisweilen bis Hunderte von Metern über die Talsohle zu verfolgen sind. Sind die Terrassen in die Schotterböden eingeschnitten, so spricht man von Auftrags- oder Akkumulationsterrassen (Fig. 276). Dieser Vorgang: Aufschüttung und Wieder-einschneiden des Bettes, kann sich aber vielfach wiederholen (Fig. 277). Man spricht dann von Reakkumulations-, Wiederaufschüttungster-

rassen. In beiden Fällen sind die höheren Terrassen die älteren. Werden die Mäander eines Flusses bei wiederbelebter Erosion tief eingeschnitten, so lösen die Flusschlingen Umlaufberge ab. Man hat gerade in letzter Zeit, besonders im Zuflußgebiete des Mittelmeeres, eine ganze Reihe solcher Terrassen aus der jüngsten geologischen Vorzeit mancher Flüsse festgestellt. Das Stadium der Aufschüttung eines Talbodens entspricht dem Ruhezustande der Erosionsbasis, also in diesem Falle des Mittelmeeres, während die Zeit der Vertiefung des Tales einem Sinken des Meeresspiegels zuzuschreiben ist. Diese Untersuchungen haben weiter gezeigt, auf welche Weise sich die Verschiebungen der Strandlinie in negativem Sinne, also ein Sinken des Meeresspiegels, flussaufwärts in das Innere des Landes bemerkbar machen. Es ist verständlich, daß ein Fluß, dessen Erosionsbasis tiefer gelegt wird (Fig. 278), nicht sofort in seiner ganzen Ausdehnung bis zum Quellgebiete dieser Be-

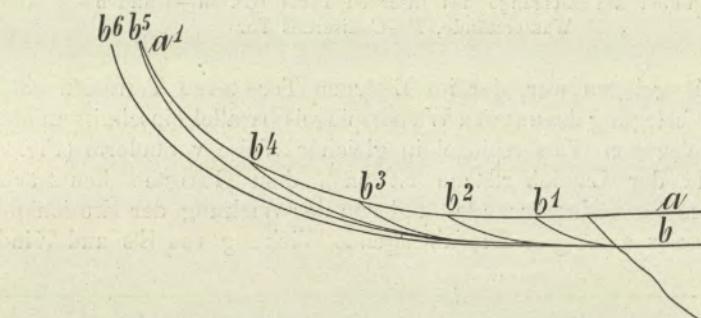


Fig. 278 Der Fluß hat in $a-a^1$ seine Endkurve erreicht. Durch Verlegung der Erosionsbasis von a nach b wird die Erosion belebt und er nimmt die Kurven $a^1 b^1 b$, $a^1 b^2 b$, $a^1 b^3 b$, $a^1 b^4 b$, $a^1 b^5 b$ ein. Seine Endkurve erreicht er erst in $b^6 b$.

lebung der Erosion gleichmäßig folgen wird, sondern die Tieferlegung wird flussaufwärts allmählich geringer werden und sich endlich verlieren. Erst die wieder erlangte Endkurve wird der früheren fast parallel sein.

Auf kurze Strecken können Terrassen aber für untereinander parallel angesehen werden. Wasserreiche Flüsse mit großem Gefälle können ihr Bett auch auf ziemliche Entfernung gleichmäßig vertiefen, wie der Rhônefluß, dessen Terrassen bei Valence die gleiche Höhenlage zueinander haben wie die entsprechenden alten Strandlinien der Mittelmeerküste. Auch die Donau hat im Eisernen Tor ihr Bett gleichmäßig in die Felsen des Durchbruches eingeschnitten, wie man an den alten, hochgelegenen Terrassen erkennt. Bei Seen kann der Ausfluß und damit ihr Spiegel tiefergelegt und dadurch auf die höher gelegene Flussstrecke eine Erosionsbelebung ausgeübt werden. Wohl das großartigste Beispiel dieser Art bietet der riesige Pannonische See, der im Pliozän die ungarische Tiefebene und einen Teil des Wiener Beckens erfüllt hat und der durch das Eiserne Tor mit dem Pontischen Becken (des Schwarzen Meeres) verbunden war. Dieses hat seinen Wasserspiegel intermittierend gesenkt und an seinen Ufern Terrassen geschaffen, die sich sanft ansteigend und zwar etwas durch Faltung gebogen, die Donau aufwärts durch die Enge verfolgen lassen. Dieselben

Terrassen laufen nun an den Rändern des Pannonischen Beckens dahin und sind im Wiener Becken zuerst sicher festgestellt worden, wo sie die gleichen relativen Höhenlagen aufweisen, wie sie die Terrassen des Mittelmeeres zeigen. Diese ursprünglich unglaubliche Tatsache hat sich sehr natürlich dadurch erklärt, daß eben zwischen dem Pontischen Becken und den Strandterrassen von Wien nur ein etwa 150 km langer, stark erodierende

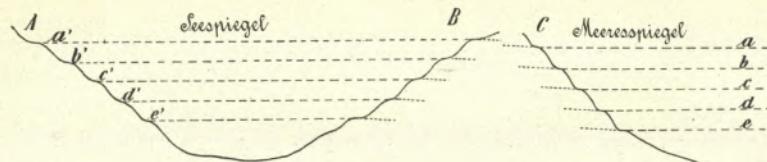


Fig. 279 Der Zusammenhang der Ausbildung der Terrassen bei Wien (A) mit der relativ gleich hohen am Ausgänge des Eisernen Tores (C). a-e und a'-e' sinkende Wasserstände, B-C Eisernes Tor

der Stromlaut gelegen war, der im Eisernen Tore seine Terrassen entsprechend der Tieferlegung des unteren Wasserspiegels parallel einschnitt und damit den höher gelegenen Wasserspiegel in gleicher Weise veränderte (Fig. 279).

Das Bild der Landoberfläche ist nach dem Gesagten hauptsächlich von dem Baue ihres Untergrundes und von der Wirkung der Erosion durch fließendes Wasser abhängig. Die abtragende Wirkung von Eis und Wind ist

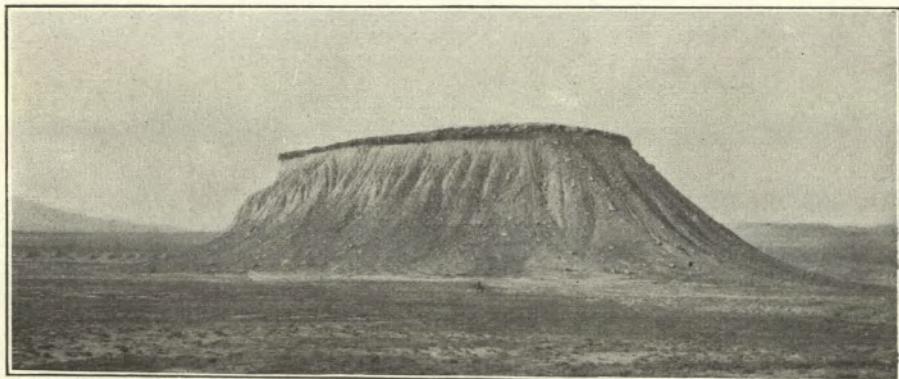


Fig. 280 Tafelberg Utalgi bei Schemacha, Transkaukasien, Erosionsklippe infolge härterer Decke (phot. N. Andrusoff)

mehr lokal beschränkt. Die Erhaltung der widerstandsfähigen Massen ist die Grundlage dieser Formenbildung. In horizontal geschichteten Gebieten erheben sich Erosionsklippen unter dem Schutze einer härteren Decke (Fig. 280), ein Lavastrom, der in einem Tale geflossen ist, wird durch Abtragung der weicheren Gesteine der begleitenden Höhen als erhabener Rücken hervortreten. Besonders die Talbildung und damit die Bergformen sind größtenteils von der fluvialen Erosion bedingt, soweit nicht tektonische Linien, z. B. Verwerfungen, deren Verlauf vorzeichnen (Grabenäder,

Rheingraben, Fig. 140). In horizontale Schichtfolge werden kanyonartige Täler eingeschnitten, die Plateaufläche wird zertalt (Plateau-, Tafellandschaft). Ähnlich wirkt die fluviale Erosion bei trockenem Klima in Massengesteinen. So entstehen Abtragungs-, Erosionsgebirge, die ihr Relief hauptsächlich der Wassererosion verdanken.

In aufgerichteten Schichten unterscheidet man Längstäler, die im Streichen der Schichten liegen und Quertäler, die senkrecht dazu ver-

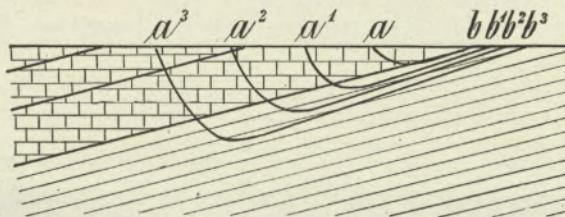


Fig. 281 Seitliche Verlegung eines Flußlaufes im Schichtfallen infolge größerer Widerstandsfähigkeit der Liegenschichten. $a-b$ bis a^3-b^3 zeitlich aufeinander folgende Profile des Tales

laufen. Diese sind durch den Wechsel von härteren und weicheren Lagen gestuft. Die härteren Schichten bilden Wasserfälle, Stromschnellen, aber auch Talengen (Klausen), während die weicheren Anlaß zu ebenen Talweiten geben. Quertäler haben Seitentäler, die also im Streichen liegen und bei einem Wechsel von weichen und härteren Gesteinen und gleichsinnigem Schichtfallen ihr Gerinne auf der Oberfläche einer härteren Bank beim Einschneiden seitwärts verschieben (Fig. 281). Liegt ein Tal in der Achse einer

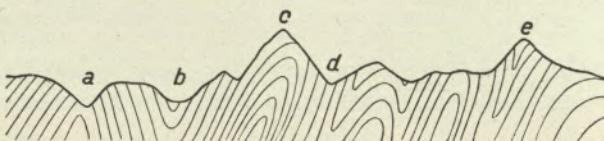


Fig. 282 Typen von Längstälern. a Antiklinaltal, b Synklinatal, d Isoklinatal, c Antiklinal-, e Synklinalrücken

Antiklinale, heißt es Antiklinal- oder Satteltal (Fig. 166, 282), an dessen Talseiten die Schichten gegen den Berg einfallen, liegt es in der Achse einer Synkline, heißt es Synklinatal oder Muldental, dessen Seiten die Schichten gegen die Talschle einfallend zeigen, ist es in isoklinale Schichten eingeschnitten, so nennt man es Isoklinatal (Fig. 283), dessen eine Talseite die Schichten gegen den Berg, dessen andere sie gegen die Sohle fallend aufweist.

Die amerikanische Geographenschule unter Führung Davis' sucht die Anpassung der Talerosion an den Bau eines Gebietes terminologisch festzulegen. Täler, die in tektonischen Senken, Mulden oder Gräben verlaufen, sind konsequent, die im Schichtfallen liegen, frei konsequent

(Quertäler). Diese haben Seitentäler zweiter Ordnung, die im Streichen liegen, den weicheren Schichtgliedern folgen und als *subsequent* bezeichnet werden.

Schwierig ist die Entstehung der *Durchbruchstäler*, die, aus einem tiefer liegenden Gebiete kommend, ein Gebirge durchbrechen, zu erklären. Sie kann auf verschiedene Weise erfolgen. Danach werden unterschieden: 1. *Epigenetische Täler*; sie entstehen, wenn über einem älteren Relief des Grundgebirges eine Decke jüngerer, weniger widerstandsfähiger Schichten liegt, durch die hindurch sich ein Tal in eine Erhebung des Untergrundes einschneidet. Wird nun die Decke abgetragen, so durchbricht der Fluß eine Bergmasse, wobei er oft in unmittelbarer Nähe in einem leichter zerstörbaren Gesteine einen bequemeren Weg hätte finden können (Fig. 284). Dieser theoretisch einwandfreie Vorgang scheint aber weit seltener stattzufinden, als man angenommen hat und viele solche Beispiele sind durch die später zu besprechende Bloßlegung begrabener Reliefs zu erklären. 2. Ein Durchbruchstal kann dadurch gebildet werden, daß durch tiefgehende Abtragung im Oberlaufsgebiete das Hinterland tiefer gelegt wird und der Fluß nachher ein Gebirge durchschneidet (Fig. 285). So sind die Durchbruchstäler der Ostalpen durch tiefere Abtragung der weicheren Gesteine der Schieferzone entstanden. 3. Wenn ein Gebirge

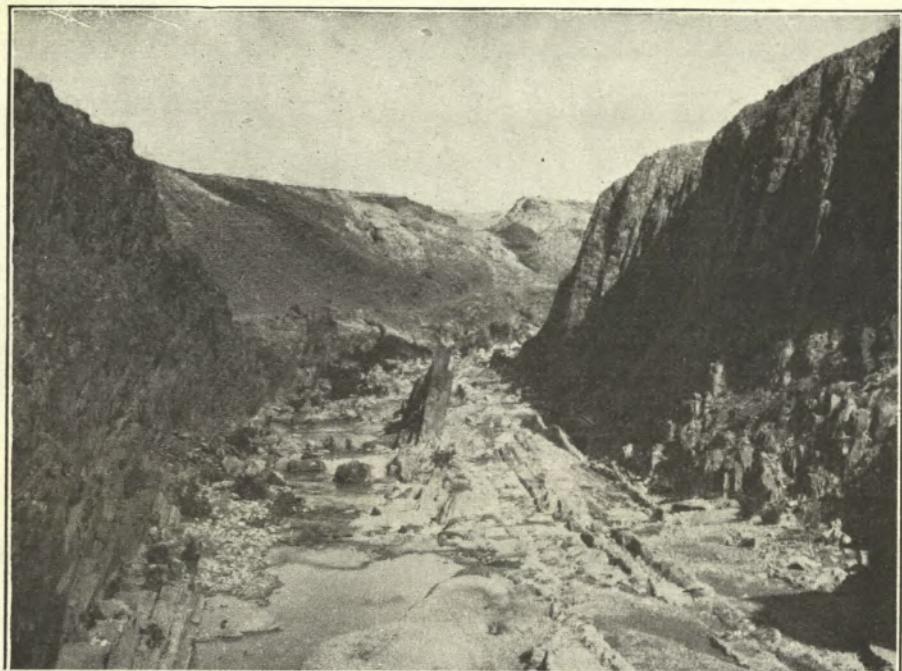


Fig. 283 Isoklinaltal mit Erosionsklippen, Schlucht von Moulin Arabe, Bou Saada, Algier (nach einer käuflichen Photographie)

fähiger Schichten liegt, durch die hindurch sich ein Tal in eine Erhebung des Untergrundes einschneidet. Wird nun die Decke abgetragen, so durchbricht der Fluß eine Bergmasse, wobei er oft in unmittelbarer Nähe in einem leichter zerstörbaren Gesteine einen bequemeren Weg hätte finden können (Fig. 284). Dieser theoretisch einwandfreie Vorgang scheint aber weit seltener stattzufinden, als man angenommen hat und viele solche Beispiele sind durch die später zu besprechende Bloßlegung begrabener Reliefs zu erklären. 2. Ein Durchbruchstal kann dadurch gebildet werden, daß durch tiefgehende Abtragung im Oberlaufsgebiete das Hinterland tiefer gelegt wird und der Fluß nachher ein Gebirge durchschneidet (Fig. 285). So sind die Durchbruchstäler der Ostalpen durch tiefere Abtragung der weicheren Gesteine der Schieferzone entstanden. 3. Wenn ein Gebirge

aufgefaltet wird und ein älterer Fluß mit seiner Erosionsarbeit Schritt halten kann, so durchbricht er schließlich das Gebirge (antezedente Täler). In solchen Durchbruchstälern sind die alten Flüßterrassen ent-

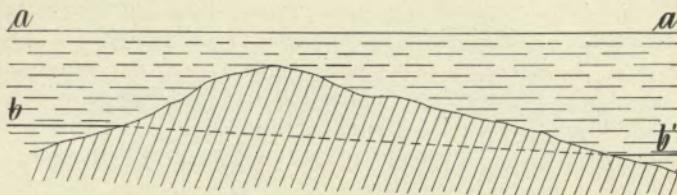


Fig. 284 Entstehung eines epigenetischen Tales. Der Fluß ist zuerst im Niveau a a' geflossen und durchschneidet bei seiner Tieferlegung im Niveau b b' eine begraben gewesene, aus widerstandsfähigeren Gesteinen gebildete Erhebung des Untergrundes.

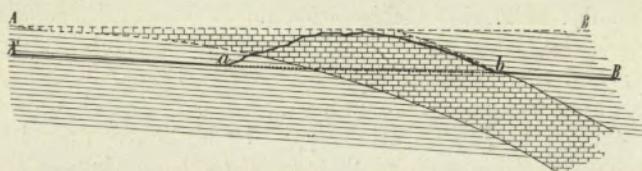


Fig. 285 Entstehung eines Durchbruchstales a b durch stärkere Abtragung des Hinterlandes. Der Fluß ist zuerst auf der widerstandsfähigen Gesteinoberfläche geflossen und bei seinem Tiefer einschneiden wurde die aus härteren Gesteinen gebildete Gesteinsmasse zwischen a und b von der allgemeinen Abtragung weniger angegriffen als die schraffierten weicheren Partien. A B altes, A' B' neues Flußprofil

sprechend der Auffaltung gebogen. 4. Durch zurückgreifende Erosion und Abtragung der Wasserscheide kann ein Fluß ein Längstal anzapfen, das dann mit einem Knie in das Durchbruchstal übergeht (Regressionstheorie, Fig. 286).



Fig. 286 Entstehung eines Durchbruchstales durch Rückeinschneiden eines Flusses von a bis d und Anzapfen des Längstales A

Antezedenz ist anzunehmen, wenn die Schotterablagerungen am Ausgang des Durchbruches zuunterst nur Geschiebe des Hinterlandes und darüber auch solche des durchbrochenen Gebirges führen, bei Regression ist es umgekehrt.

Längstaler können auch dadurch entstehen, daß sich subsequente (im Streichen liegende) Nebentäler älterer paralleler Quertäler vereinen (Fig. 271).

Die fluviatile Abtragung als Massenverschiebung

Die fluviatile Abtragung besitzt wegen ihrer allgemeinen Verbreitung und ihres kräftigen Wirkens die größte Bedeutung für die Ausgestaltung des Reliefs der Erde. Sie wirkt linear, an der tiefsten Stelle des Wasserlaufes nur dem Gefälle folgend (nicht bergauf) und nur durch das dichte Netz der kleinsten Wasseradern und die Regenspülung sowie durch die Unterstützung durch Verwitterung und selbständige Bewegungen der oberflächlichen Terrainmassen flächenhaft. Sie verstärkt die Unterschiede des Reliefs infolge der wechselnden Widerstandsfähigkeit der Gesteine im landschaftlichen Bilde und gleicht sie erst ganz allmählich aus. Die fluviatile Erosion ist die Hauptursache des Massenverlustes der Festländer, dessen Betrag durch mannigfache Rechnungen ermittelt worden ist. Die Elbe führt aus Böhmen im Jahre 753.717 Tonnen gelöste und 776.310 Tonnen Sinkstoffe hinaus, das heißt, ihr Gebiet wird im Jahre um $\frac{1}{43}$ mm abgetragen. Der Yangtsekiang schleppt jährlich 182 Millionen Kubikmeter Sinkstoffe in das Meer und trägt sein Flusßgebiet in zirka 12.000 Jahren um 1 m ab und die entsprechenden Zahlen sind beim Hoangho 496 Millionen Kubikmeter und 4800 Jahre, beim Mississippi 212 Millionen und 19.000 Jahre, bei der Donau 36 Millionen und 22.000 Jahre, beim Ganges 180 Millionen und 7700 Jahre, beim Po 11 Millionen und 2400 Jahre. Diese Werte sind natürlich Durchschnittszahlen, denn im Gebirge wird viel mehr abgetragen als in der Ebene. In Mittel- und Westeuropa wird in zirka 40.000 Jahren eine Gesteinsschicht von 1 m entfernt. Wir können uns einen Begriff von der Länge geologischer Zeiträume machen, wenn wir überlegen, welche Massen von Gestein in manchen Gebieten abgetragen worden sind. Die Umgebung von Eggenburg (Niederösterreich) ist durch die Sedimente des älteren Miozäns bis über 500 m ü. d. M. verhüllt gewesen, mindestens 200 m sind auf weite Flächen entfernt worden, wozu mehrere Millionen Jahre erforderlich waren. In Schwaben, Hessen und Franken ist seit dem Miozän das Mesozoikum um etwa 1500 m abgetragen worden, was unter den heutigen Erosionsverhältnissen einem Zeitraume von 60 Millionen Jahren entsprechen würde. Wenn wir wohl auch mit anderen Bedingungen zu rechnen haben, so gibt uns die Abtragung doch einen Maßstab für die lange Dauer geologischer Vorgänge. Wenn man aber nach den heute gewonnenen Maßen annimmt, daß Europa in 7 oder 10 Millionen Jahren bis zum Meeresspiegel abgetragen sein wird, so vergißt man, daß die Abtragung erlahmt, sobald sie weiter fortgeschritten ist.

Wenn die pluvio-fluviale Abtragung völlig zur Ruhe gekommen, ihre Endfläche erreicht ist, kann diese Art der Erosion, ohne daß eine Veränderung des Klimas erfolgt, nur durch Hebung des Landes oder Sinken der Erosionsbasis neu belebt werden. Es tritt wieder Talbildung und Abräumung ein, eine neue Erosionsperiode, Erosionsfolge, die ebenfalls wieder auf die Herstellung einer Endfläche hinarbeitet. Es kann natürlich eine Erosionsperiode unterbrochen und von einer neuen fluvialen oder einer anderen Erosionsform (z. B. der marinen) abgelöst werden.

Das Grundwasser

Die atmosphärischen Wässer, die in durchlässigen Boden (Sand, Schotter, Moränenschutt, Löß u. dgl.) einsickern, breiten sich auf der ersten undurchlässigen Schicht deren Relief entsprechend aus: **phreatische Schicht, Grundwasser**. Dieses ist also in feuchtem Klima überall in mehr minder geringer Tiefe vorhanden, wo durchlässiges Gestein in Niederungen, Flachland und Tälern die Landoberfläche bildet und fehlt dort, wo undurchlässiger Untergrund über seinen Spiegel aufragt. In der innern Stadt Wien hat man früher, als man auf die Wasserversorgung durch Brunnen angewiesen war, beobachtet, daß solche Inseln im Grundwasser auftauchen, in denen Brunnen kein Wasser lieferten (Fig. 287). Der Grundwasserstand ist von der Infiltration abhängig und hebt und senkt sich nach der Jahreszeit und dem Klimawechsel. Der Grundwasserspiegel ist nur in geschlossenen Mulden, die einen undurchlässigen Boden besitzen, genau horizontal, sonst fließt

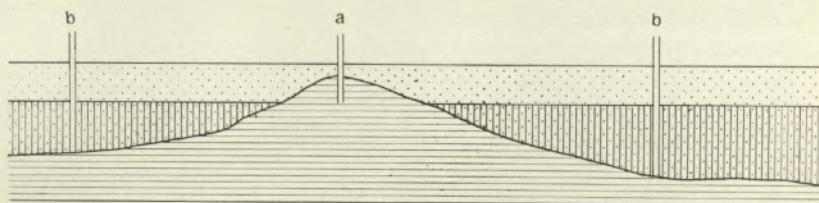


Fig. 287 Aus dem wasserführenden (senkrecht schraffierten) Sande (punktiert) ragt eine Erhebung von undurchlässigem Gesteine (horizontal schraffiert) auf. Brunnen *a* gibt kein Wasser, die Brunnen *b*, *b* sind ergiebig.

das Grundwasser dem Gefälle der undurchlässigen Schicht folgend langsam dahin und sein Spiegel bildet eine unregelmäßige, wellige Fläche, deren Relief durch den Verlauf der **Hydroisohypsen** (**Hydrohypsen**), der Linien, die die Punkte des Grundwasserspiegels von gleicher Meereshöhe verbinden, gegeben ist. Die Strömungsgeschwindigkeit beträgt nur wenige Meter (in Sand etwa 4 m, in Schotter 40 m) im Tage, ist aber vom Gefälle und der Durchlässigkeit des Bodens abhängig. Sie steigt mit dem **Porenvolumen** des Bodens, worunter man die Summe der Hohlräume eines Materials versteht, die in Prozenten des Gesamtvolumens ausgedrückt wird. Da die oberste undurchlässige Bodenschicht in Niederungen und im Hügellande, wo allein das Grundwasser eine größere Bedeutung gewinnt, meist mit dem Oberflächenrelief mehr minder parallel liegt, so stimmt der Grundwasserspiegel auch anscheinend mit diesem überein.

Im Schwemmland großer Flüsse bewegt sich das Grundwasser in deren Gefälle. Es zeigt sich dort ein Ansteigen seines Spiegels vom Flusse landeinwärts, wenn dieser von dort Wasser empfängt, was in regenreichen Klimaten der Fall ist (Fig. 288). Gibt der Fluß aber Wasser an sein Uferland ab, so senkt sich der Grundwasserspiegel nach beiden Seiten. Dies ist der Fall bei den bis wohl 25 m unter den Nilspiegel reichenden Königs-

gräbern von Theben, die vollkommen trocken sind. Freilich dürfte in solchen ariden Gebieten die Verdunstung des Wassers auf dem 4 km langen Wege sehr beträchtlich sein.

Sobald ein Fluß bei Hochwasser über den Grundwasserspiegel steigt, gibt er Wasser an den Untergrund ab, das sich soweit seitlich verbreitet, wie es das Relief der undurchlässigen Schicht gestattet. Der Grundwasserspiegel wird also vom Flusse und von der oberflächlichen Infiltration reguliert. Doch folgt sein Hoch- oder Tiefstand dem wechselnden Pegelstande des Flusses mit einer gewissen Verzögerung, die von der Durchlässigkeit des Bodens abhängig ist und mit der Entfernung eines Punktes vom Ufer wächst. Sie beträgt oft bis zu einem Monate und darüber. Bei Hochwasser speichern auf diese Weise Flüsse, die ein durchlässiges Uferland haben, ihre Wasserfülle im Grundwasser auf, die ihnen, wenn sie unter dessen Stand sinken, langsam wieder zuströmt und ihre Wasserführung ergänzt. Solche Wasserläufe haben daher im normalen Wechsel der Jahreszeit ein ausgeglichenes Wasservolumen, während andere, die in undurchlässigem

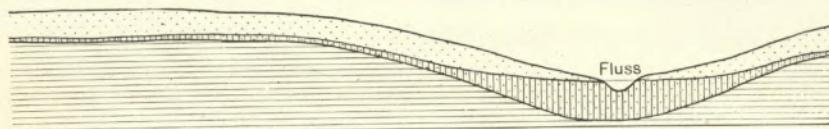


Fig. 288 Verlauf des Grundwassers in einer Hügellandschaft. Undurchlässiges Gestein ist horizontal schraffiert, durchlässiges Material punktiert, Grundwasserschicht senkrecht schraffiert. Das Wasser strömt dem Flusse zu.

Bette dahinströmen, nicht die Möglichkeit besitzen, für die Zeit mangelnden Zuflusses im Quellgebiete Ersatz zu schaffen. Sie führen wie Wildbäche die ihnen zuströmende Niederschlagsmenge oft verheerend in kurzer Zeit ab und versiegen rasch. Der Wienfluß, dessen Bett in undurchlässigem Zerstreuungslehm der Flyschgesteine und in Tegeln gelegen ist, hat vor seiner Regulierung ein gutes Beispiel dafür geboten. Wasserläufe, die vom Grundwasser gespeist werden, frieren nicht zu.

Je feiner das Material ist, um so größeren Widerstand bietet es der Bewegung des Grundwassers. Der Ausgleich des Niveaus zwischen Fluß und Grundwasser tritt daher verschieden schnell ein. Man hat bei Entnahme von Grundwasser aus einem Brunnen die allseitige Senkung des Spiegels beobachtet, die ein Gefälle bis zu 1 m auf 6 m Entfernung zeigte.

Von großer Bedeutung für die später noch zu besprechenden Einwirkungen des Grundwassers auf die Bodenschichten ist die nach der Korngröße verschiedene kapillare Steighöhe in Sanden, die bei einem Korne von 5—2 mm 2 cm in 24 Stunden beträgt und bei einer Korngröße von 0·04—0·02 mm ein Maximum von 115 cm erreicht. Bei Korngröße 0·002—0·001 mm ist die maximale Steighöhe nur 5 $\frac{1}{2}$ cm. Überhaupt die größte Steighöhe wurde in 30 Tagen bei einem Korne von 0·02 bis 0·01 mm mit 245 cm beobachtet. In einem Materiale von 2 bis 1 mm wurde der Endzustand mit 6 $\frac{1}{2}$ cm in 3 Tagen erreicht.

Das Grundwasser ist von großer wirtschaftlicher und hygienischer Bedeutung, da die Wasserversorgung von Siedlungen überwiegend darauf angewiesen ist. Sein Studium ist daher von großer Wichtigkeit und es ist bemerkenswert, daß die Gesetzgebung der meisten Staaten die betreffenden Rechtsverhältnisse noch nicht geregelt hat. Das Grundwasser ist meist reich an kohlensaurem Kalke und kohlensaurer Magnesia (d. h. es ist hart). Weiter besitzt es meist gelöst Brauneisen und Mangan, die eine Färbung des Schotters (rotbraun bis schwarz) bewirken. Da die Oberflächenwässer die Humusschicht auslaugen, können organische Zersetzungsprodukte, wie Salpetersäure, salpetrige Säure, Schwefel, Chlor u. a. die gesundheitsschädlich sind, in das Wasser gelangen. Weiter kann das Grundwasser, von Bazillen infiziert, ein gefährlicher Epidemieherd werden. Man hat z. B. bei Cholera-seuchen wiederholt nachgewiesen, daß die Ausbreitung der Krankheit im Zusammenhange mit der des Grundwassers stand. Bei Anlage von Brunnen muß man trachten, das direkt von der Oberfläche einsickernde Wasser



Fig. 289 Entstehung von Grundwasserquellen bei *a*, *a* und einer Grundwasserüberfallsquelle bei *b*. *G*, *G* Grundwasserspiegel in durchlässigem Gesteine, das von undurchlässigem unterlagert wird.

(Seihwasser) fernzuhalten und nur solches aus tieferen Horizonten (bei uns etwa 20 m) zu erschrotten, das beim Durchsickern durch eine mächtige Sandlage gut filtriert worden ist und gleichbleibend etwa die Jahresmitteltemperatur des Ortes besitzt. Durch Kanalisierung der Städte wird seine Verunreinigung verhindert und auch sein Spiegel gesenkt, wodurch der Boden trockener und keimfreier wird. Hoher Grundwasserstand macht den Boden für menschliche Ansiedlung ungeeignet und ist auch Ursache von Nebelbildung. Er liegt in unseren Gegenden in geringer Tiefe unter der Oberfläche und wird durch die zahlreichen Brunnen erschlossen. Wenn durch große Wasserentnahme eine Senkung des Spiegels erfolgt, ersieht man, daß sein Vorrat nicht unerschöpflich ist, sondern in jedem der mehr minder getrennten Grundwasserbecken eine beschränkte Menge aufweist.

Durch den 9 m tiefen Kaiser-Wilhelm-Kanal wurde das Grundwasser bis auf 8 km Entfernung stellenweise um 20 m gesenkt. Der Grundwasserstand ist täglichen, jahreszeitlichen und säkularen Schwankungen unterworfen, die von verschiedenen Ursachen, besonders der Niederschlagsmenge, bedingt sind. Die jährlichen Schwankungen erreichen bis zu 1 m. Infolge geringer Infiltration in Wäldern liegt unter diesen der Grundwasserspiegel tiefer als unter dem Freilande und zwar hat man in einem Falle einen Niveauunterschied von zirka 11 m auf 190 m Entfernung angetroffen.

In trockenen Ländern kann der Grundwasserspiegel sehr tief sinken. In Texas hat man ihn bei 300 m, in Transkaspien in 660 m noch nicht angefahren. Die Wurzeln der Wüstenpflanzen besitzen daher meist eine bedeutende Länge, um das Grundwasser zu erreichen. Bei Tamarix hat man bis 30 m lange Wurzeln beobachtet.

Sinkt die Landoberfläche unter den Grundwasserspiegel, tritt das Wasser zu Tage (Grundwasserquelle, Fig. 289). Schneidet ein Tal in ihn ein, so strömt das Wasser zu (Talquelle) und der Bach wächst in

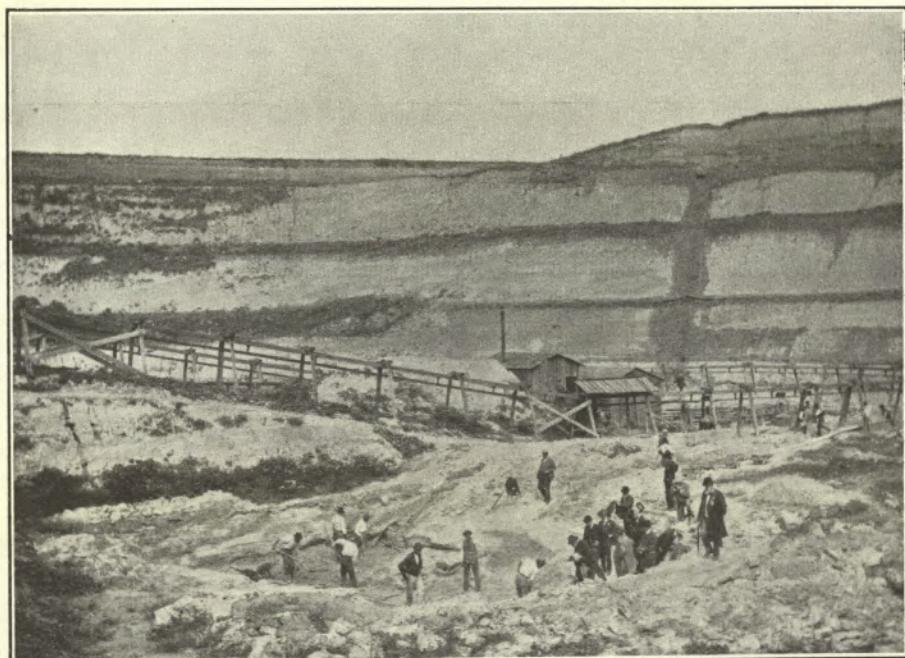


Fig. 290 Wasserführende Horizonte (dunkel) an der Grenze zweier verschieden durchlässiger Schichten im Congerientegel bei Wien (phot. F. X. Schaffer)

weiterem Verlaufe durch Zusickern vom Schotterbett her. Bei sinkendem Grundwasserstande trocknet er aus. In Mulden des Reliefs bilden sich Quelltümpel und Seen, wie der Neusiedler See, der sich je nach der Niederschlagsmenge ausbreitet und gelegentlich austrocknet. Im Wiener Becken sieht man oftmals in den in Tegeln angelegten Ziegelwerken die grundwasserführenden Horizonte angeschnitten, die sich dort bilden, wo durchlässiger Sand oder sandiger Tegel von undurchlässigerem Tegel unterlagert wird (Fig. 290).

Zu den Grundwasserquellen sind die Schuttquellen, die am Fuße von Schutthalden zu Tage treten, zu stellen. Wenn sich Grundwasser in einer undurchlässigen Mulde staut, kann es, über deren Rand überfließend, als Quelle hervorbrechen (Grundwasserüberfallsquelle, Fig. 289).

In kalten Ländern, z. B. in Sibirien, ist das Grundwasser infolge der 20—25 m tief reichenden Fröste gefroren (Tjale). In feuchten Klimaten

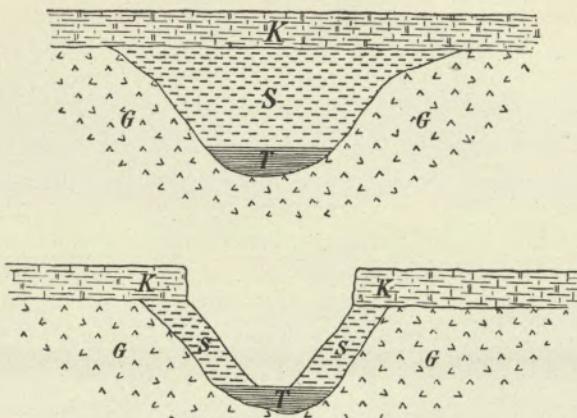


Fig. 291, 292 Anekkathäretische Erosion. *G* Granit, *T* Tegel, *S* Sand, *K* Kalkstein.



Fig. 293 Talabschluß durch Nachbruch der Hangendschichten *a* und *b* infolge anekkathäretischer Erosion auf der Tegeloberfläche *c*. Brunnstube bei Eggenburg, Niederösterreich (nach einer Aufnahme von G. Hiesberger, Eggenburg)

sinkt es infolge der Schwere zur Tiefe, in trockenen steigt es infolge der durch starke Verdunstung großen Kapillarität empor. Auf diesen Wegen wirkt es auflösend, absetzend und umwandelnd, wie noch später ausgeführt

werden wird. Auch das Meerwasser tritt als Grundwasser in das Land ein, sein Spiegel steigt landwärts an und das Süßwasser schwimmt auf ihm als leichtere Schicht. Am Nordostseekanale konnte man 75 km weit in das Land hinein die Gezeiten mit mehrstündiger Verspätung am Fallen und Steigen des Grundwasserspiegels erkennen und ein Brunnen im Militärspitale in Lille zeigt 60 km vom Meere entfernt den Wechsel von Ebbe und Flut.

Eine eigentümliche Erosionserscheinung des Grundwassers hat der Rand des Böhmischen Urgebirgsmassivs in Niederösterreich kennen gelehrt, dessen altes Relief von einer miozänen Sedimentdecke verhüllt ist. Die Sickerwässer sammeln sich nun in dessen unterirdischen Gerinnen und bewirken durch Ausspülung der sandigtonigen Lagen und Nachbruch der hangenden Kalke eine Ausräumung der alten Flussläufe von unten herauf (anekkathäretische Erosion, Fig. 291, 292, 293). Diese Exhumierung eines alten, begrabenen Reliefs dürfte öfter stattfinden und nur bisher der Beobachtung entgangen sein. Manche sogenannte epigenetische Täler sind wohl auf diese Weise zu erklären (Durchbruch der Donau durch die Böhmische Masse: Strudengau, Wachau).

Karstwässer

In zerklüftetem Gesteine folgt das rasch einsickernde Niederschlagswasser dem Netze der Sprünge und während die Oberfläche eine nackte Steinwüste bildet, fließt unterirdisch oft eine Fülle von Wasser dahin. Dies ist besonders in den als Karst bezeichneten Gebieten der Fall, deren eigentümliche Verwitterungsformen hervorgehoben worden sind. Der Typus der Karstlandschaft findet sich besonders in der feuchten, gemäßigten Zone

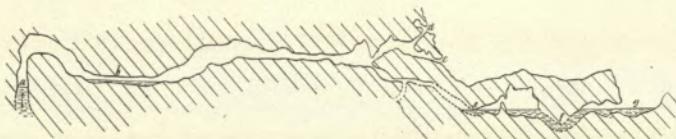


Fig. 294 Längsschnitt durch das Höhlensystem der Source de l'Ecluse, Ardèche, Frankreich (nach E. A. Martel). a Schacht, b, e, f Siphone, c, d Eingänge, g Fluss

vom Meeresspiegel bis hinauf ins Hochgebirge und tritt auch in den Tropen auf. Infolge des Mangels von auf eine größere Strecke oberflächlich fließenden Wasserläufen fehlen die sonst das Relief beherrschenden Täler großen Teils. Dolinen sind in den kahlen Kalkboden eingesenkt, der von Karren und Regenrinnen zerrissen ist. Röhren- und brunnenförmige Höhlungen (geologische Orgeln, Karstschächte) sind mehr minder vertikal in das Gestein genagt.

Nicht nur der Niederschlag versiegt im Karstboden, auch Flussläufe, die aus undurchlässigem Untergrunde in den Karstbereich gelangen, verschwinden in dem zerklüfteten Gesteine. So verliert die Donau bei Immendingen von ihrer Wassermenge 4 m^3 in der Sekunde an das klüftige

Gestein, so daß sie bei Niederwasser an etwa 77 Tagen im Jahre völlig versiegt. Das Wasser tritt $12\frac{1}{2}$ km entfernt und 170 m tiefer als Aachquelle mit zirka $7 m^3$ pro Sekunde wieder zu Tage und fließt dem Rheine zu. Karstflüsse haben das Bestreben, die *Sauglöcher*, ihre *Schwinde*, durch die sie in die unterirdischen Kanäle eintreten, flussaufwärts zu verlegen, indem sie neue suchen, wodurch die untere Strecke trocken gelegt wird.

Das den Klüften des Gesteins folgende Wasser nagt auf seinem Wege zur Tiefe durch Auflösung Kanäle aus, die sich vereinen und wieder verzweigen und ganze unterirdische Flusssysteme bilden. Durch Geschiebeführung wird die Erosion gefördert. Die Kanäle sind, wenn sie Klüften



Fig. 295 Rackbachschwinde bei Hochwasser unweit Adelsberg, Krain
(nach einer Aufnahme von M. Schäber, Adelsberg)

folgen, schmal und hoch, wenn sie Schichtflächen folgen, niedrig. Es wechseln meist horizontale Strecken mit steilen Abstürzen ab, über die das Wasser in Kaskaden herabfällt. Auch Druckleitungen (Siphone) können sich, von Klüften vorgezeichnet, bilden und das unter Druck stehende Wasser übt einen besonders starken Angriff auf die Wände (auch die Decke) aus (Eforation, Fig. 294). Auf diese Weise kann auf kurze Strecken eine aufwärts gerichtete Erosion durch Wasser eintreten.

Durch Einsturz der Decke können Strecken eines unterirdischen Flusslaufes bloßgelegt werden und man sieht dann den in steilwandigem Tale rauschenden Fluß in ein Schlundloch eintreten (blinde Täler, Fig. 295). Dies ist sehr schön an der Reka bei St. Kanzian zu sehen, die vor dem Orte verschwindet und deren unterirdischer Lauf durch Einsturz unterhalb des Ortes nochmals in einer Tiefe von 70 m sichtbar wird (Fig. 296), um



Fig. 296 Durch eine Einsturzdoline bloßgelegter Lauf der Reka bei St. Kanzian unweit Divacca (nach einer Aufnahme der Sektion Küstenland des D. u. Ö. Alpenvereines)

dann in einen hohen Dom einzutreten und ihr Wasser nach einem 25 km langen unterirdischen Laufe im mächtigen Timavo und anderen Quellen unweit Triest in das Meer münden zu lassen. Der Rackbach bei Adelsberg



Fig. 297 Die kleine Naturbrücke über den Rackbach bei St. Kanzian unweit Adelsberg, Krain (nach einer Aufnahme von M. Schäber, Adelsberg)

wird durch örtliche Einstürze der Decke von Naturbrücken überwölbt (Fig. 297). Durch Einsturz des Gewölbes verlegen aus Höhlen tretende Flüsse ihr Schlundloch flussaufwärts und dieses ist daher in vielen Fällen durch Trümmerwerk verdeckt, zwischen dem das Wasser mit großer Gewalt her-

vorbricht. In dem kleinen Hafen von Cassone am Gardasee tritt am Fuße des Monte Baldo ein Fluß aus dem Schotterbette mit starker Strömung hervor.

Karstquellen, die als Bach aus einer Höhle zu Tage treten und nach einem Vorkommen in Vaucluse bei Avignon *Vauclusequellen* genannt werden, reinigen ihr Wasser nicht, das aber, in dem Kalkgebirge weniger der Verunreinigung ausgesetzt, zur Trinkwasserversorgung größtenteils geeignet ist.

In vielen Seen brechen am Seeboden starke Quellen hervor, die oft am Aufsprudeln zu erkennen sind. Auch an Meeresküsten ist dies zu be-



Fig. 298 Einsturzdoline bei St. Kanzian, Küstenland (nach einer Aufnahme der Sektion Küstenland des D. u. Ö. Alpenvereines)

obachten und man kann dort mitten im Salzwasser Süßwasser schöpfen. Ein schönes Beispiel hiefür bieten Quellen an der kilikischen Küste zwischen Selefke und Mersina, die so starken Auftrieb besitzen, daß eine derselben, die aus einem etwa 1 m im Durchmesser haltenden vertikalen Schlundloche aufsteigt, hineingeworfene Steine bis zu Faustgröße wieder ausstößt. Bei Ragusa brechen unmittelbar an der Meeresküste süße Quellen hervor und bei Priluka quellen sie im Meere so stark auf, daß die Boote ihnen zur Regenzeit ausweichen.

Durch Einsturz von Hohlräumen kann eine Senkung der Oberfläche erfolgen, ohne daß eine völlig freie Verbindung hergestellt wird. Es bildet

sich im Terrain ein kreisrunder Trichter von verschiedener Tiefe, der einer Doline gleicht und als Pinge, Erdfall oder Einsturzdoline bezeichnet wird (Fig. 298). Solche werden in kleinerem Maßstabe auch künstlich durch Bergbaubetrieb verursacht.

Wenn zerklüftete Kalke von Schwemmland überdeckt sind, kann durch ihre Auslaugung oder durch Einsturz eine Senkung des Terrains erfolgen (Schwemmland doline).

Bisweilen zeigt sich ein Tieferlegen der Höhlenflüsse, wie bei der Poik in der Adelsberger Grotte, die früher in höherem Niveau durch ein Höhensystem geflossen ist, das man jetzt trockenen Fußes durchwandert, während sie durch tiefere Spalten ihren Weg nimmt. Die heutige Poikschwinde liegt 18 m tiefer als der Eingang zur Grotte. Um soviel muß sich also auch der Wasserspiegel des Beckens von Adelsberg gesenkt haben, das einst von einem See eingenommen war, während heute bei Hochwasser nur mehr die tiefsten Wiesen überschwemmt sind. Die Schlundlöcher (Ponore des Karstes, Katavothren Griechenlands) gentigen hier, um selbst große Wassermengen rasch abfließen zu lassen. Die horizontalen Röhrensysteme stehen oft in Zusammenhang mit Terrassen der Täler, also mit alten Grundwasserniveaus.

Eine auffällige Oberflächenform des Karstlandes ist das Polje. Das sind weite, langgestreckte, meist steilwandige Wannen mit ebenem Boden, die unabhängig vom Baue des Untergrundes, oft quer zum Gebirgsstreichen liegen und seitlich durch Brüche begrenzt werden. Sie sind also tektonischer Entstehung, seichte Grabenbrüche. Sie erreichen mehrere hundert Quadratkilometer Ausdehnung und sind von Wasserläufen durchzogen, die sie durch ein Schlundloch verlassen. Ist der Wasserzufluß gelegentlich so groß, daß der Abzugskanal nicht ausreicht, so tritt eine vorübergehende Überschwemmung ein. Dasselbe ist der Fall, wenn das Polje unter den Hochstand des Grundwassers einer Gegend reicht. Liegt sein Boden aber dauernd unter dem Niveau des Grundwassers, so wird es von einem Dauersee eingenommen, wie es beim See von Skutari u. a. Albaniens usw. der Fall ist. Zu den periodischen Seen gehört der Zirknitzer See in Krain. Das Wasser tritt aus den sogenannten Speilöchern hervor und erfüllt die Niederung in 1—3 Tagen. Die Entwässerung geht zuerst durch zwei große Höhlen in höherem Niveau (die beiden Karlovica) ziemlich rasch vor sich, weiter aber kann es nur durch einige enge Ponore abfließen, was 14—25 Tage dauert. Die Höhlenwässer treten nach $2\frac{1}{2}$ km unterirdischen Läufes im Rackbache zu Tage. Diese wiederholten Überschwemmungen sind überaus schädigend für die armen Bewohner der Gegend und man denkt daran, die Wässer durch einen künstlichen Kanal rasch abzuleiten. Dies ist mit Erfolg beim Kopaissee in Mittelgriechenland durchgeführt worden, wobei man weite Strecken fruchtbaren Landes gewonnen hat.

In manchen Poljen hat man jungtertiäre Süßwasserbildungen getroffen, die zeigen, daß sie von Seen erfüllt waren, die Landoberfläche also damals dem Niveau des Grundwassers viel näher lag, so daß dieses in die Poljen eindringen konnte. Damals herrschte noch oberflächliche Entwässerung. Die Senkung des Grundwasserniveaus, die mit der Ausbildung der unterirdischen

Entwässerung Hand in Hand ging, kann durch Hebung des Karstgebietes oder durch Sinken des Meeresspiegels erfolgt sein. Es ist in neuerer Zeit die Ansicht vertreten worden, daß die hydrographischen Verhältnisse in Karstgebieten durch einen allgemeinen Grundwasserspiegel wie in Landstrichen mit oberflächlicher Entwässerung geregelt würden. Dies ist aber sicher nur dort der Fall, wo unter dem durchlässigen, zerklüfteten Kalk eine undurchlässige Schicht auftritt oder in der Nähe des Meeres, von dem aus eine Infiltration stattfinden muß. Wo der Kalk aber in großer Mächtigkeit über dem Meeresniveau liegt, gibt es kein Grundwasser. Jeder Fluß

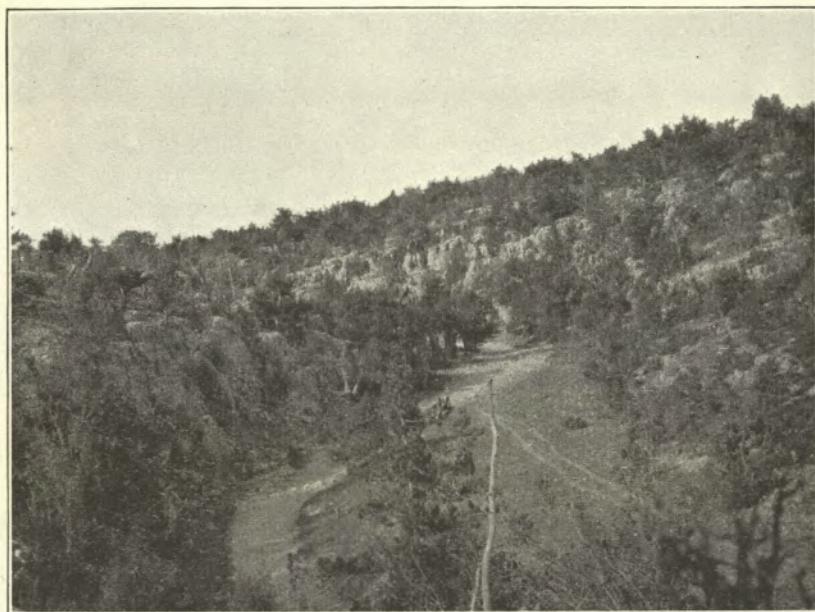


Fig. 299 Trockental auf dem kilikischen Kalkplateau (phot. F. X. Schaffer)

sucht unabhängig sein Bett so weit tiefer zu legen, wie es die Klüftung und die Auslaugung gestatten. Durch Verschlämnen oder durch Ausfallen des Kalkes bei Verlust der Kohlensäure des Wassers können Höhlengänge gedichtet werden, wodurch die Tieferlegung mindestens verzögert wird.

Die ausgedehntesten Höhlen der Erde umfaßt die Mammuthöhle in Kentucky U. S. A., die eine Gesamtlänge von 350 km besitzt und sich bis nach Indiana erstreckt. Bekannte Karstgebiete finden sich in Bosnien, Griechenland, Kilikien, im Libanon, auf der Rauen Alb, in Westfalen, Mähren, im Frankenjura, in Südfrankreich, Belgien, Schottland, in Celebes und Yukatan, kurz überall, wo die erforderlichen Bedingungen gegeben sind. Diese sind wenig oder ungestörte Kalkmassen mit geringer Verunreinigung, starke Zerklüftung, reiche Niederschläge. Dann herrscht die chemische Erosion vor, die Wässer versiegen und die Wasserzirkulation geht unterirdisch vor sich (Fig. 299).

Man hat vielfach die heutige Kahlheit des Karstes der Mittelmeerländer als Ursache dieser Geländeform angesehen. Aber dies ist unrichtig und alle typischen Karsterscheinungen zeigen sich selbst in von Urwald bedeckten Kalkgebieten, wie z. B. in Krain und anderen Orten. Die Vegetationslosigkeit ist nachweislich durch die Verwüstung der Wälder entstanden. Der Karst war einst bewaldet und nur der Raubbau, der seit Römerzeiten das Holz für die Flotten, für die Pfahlroste von Venedig liefern mußte, hat bei dem Mangel an Aufforstung den Anlaß für die Ausbildung dieser Steinwüsten gegeben. Wenn die Bäume mit ihrem schützenden Dache und ihren Wurzeln dem Unterholze und der Grasnarbe keinen Schutz vor der Austrocknung mehr boten, wurde die dünne Humusschicht von den



Fig. 300 Karstlandschaft am Jedi Bel, Kilikien (phot. F. X. Schaffer)

Regen weggespült, von der Bora weggeblasen und der Niederschlag versickerte rasch in die offenen Klüfte, die nun zu Tage traten. Bei dem fast völligen Mangel an Zersetzungsrückstand des Kalkes ist es nicht möglich, daß sich ein Karstgebiet von selbst wieder mit einer Erd- und Vegetationsschicht bedeckt, die höheren Pflanzen Nährboden gewähren könnte. Man hat gegenwärtig schon mit Erfolg eine Aufforstung kleinerer Gebiete mit großen Kosten in Angriff genommen. Viel greller noch zeigen sich die Folgen der Entwaldung im kilikischen Karstplateau (Fig. 300), wo man mitten in Steinwüsten die Reste prächtiger antiker und mittelalteriger Bauten findet. Diese liegen großenteils an Stellen, an denen heute nicht mehr die Lebensbedingungen für ein paar armselige Hirten gegeben sind. Aus alten Berichten geht hervor, daß das Land einst bewaldet gewesen ist und auf weite Strecken ragen noch zahllose verdorrte Baumstümpfe aus dem kahlen Felsen auf. Die Hochwälder haben dort seit den Zeiten der alten Ägypter die schonungsloseste Ausbeutung erfahren.

Eine Karsterscheinung sind die sogenannten Meerhöhlen bei Argostoli auf Kephalonia (sie sind auch von anderen Orten, z. B. bei Fiume,

bekannt), bei denen durch einen (künstlich erweiterten) Kanal jährlich 200 Millionen Kubikmeter Meerwasser mit starker Strömung landeinwärts fließen und von einem Saugloche verschluckt werden. Die Deutung dieser Erscheinung steht noch aus. Man nahm an, daß das Wasser einem vulkanischen Herde zufüsse und dort verdampfe oder das verdunstende Grundwasser der Insel ersetze; es dürfte aber vielleicht die Saugwirkung einer unterirdischen Quelle sein.

In den Kalkstöcken und Kalkplateaus des Hochgebirges treten oft sehr ausgeprägte Karstlandschaften auf. Auch hier erfolgt der Abfluß der besonders bei Schneeschmelze beträchtlichen Wassermengen unterirdisch.



Fig. 301 Schreierquelle bei Hinterwaldalpen (Aufnahme von Th. Mark, Scheibbs)

Quellenhorizonte treten an eingeschalteten undurchlässigen Lagen auf, in den Kalkalpen besonders an der Grenze der Werfener Schichten. Vielfach brechen die oft starken Quellen am Fuße des Berges hervor, wie die Quellen der Hochquellenleitungen Wiens (Fig. 301), der Hirschbrunn und die Koppenbrüllerquelle bei Hallstatt. Sie durchfließen Höhlengänge, die die Kalkplateaus durchziehen und sind zum Teil nur mehr die letzten Reste eines einstigen viel großartigeren Karstflusssystems, dessen weite Kanäle, z. B. im Dachsteinmassiv, in verschiedenen Horizonten erst in letzter Zeit nachgewiesen worden sind. Auf der Höhe der Kalkplateaus hat man Schotter von Quarzgerölle (sogenannte Augensteine) gefunden, die nur von den Zentralalpen durch Flüsse zu einer Zeit herbeigeführt worden sein können, als die nordalpinen Längstälern noch nicht bestanden haben. Dies zeigt uns, daß die heute von tiefen Tälern zerschnittenen Kalkplateaus einst zusammenhängend eine

Landoberfläche gebildet haben, die ebenfalls oberflächlich entwässert war, deren Wasserläufe sich aber, wie es im Karste der Fall gewesen ist, später unterirdische Bahnen geschaffen haben. Die Klärung dieser alten hydrographischen Verhältnisse ist von größter Bedeutung für die Deutung der jungen Störungen, die das Gebirge erlitten hat und die Tektonik wird durch sie manche auf Tatsachen beruhende Grundlage erhalten.

In Höhlen lebt eine eigenartige Fauna, die zum Teil an das Leben in der Finsternis angepaßt ist, des Sehorgans entbehrte und bezeichnende Veränderung in der Färbung aufweist. Dazu gehören der Grottenolm, Insekten, Spinnen, Tausendfüßer und Krebse.

Quellen

Ein wechselnder Teil des Niederschlags versickert in den Klüften des Felsbodens oder in den Poren durchlässiger Gesteine und zwar ist diese vom Klima abhängige Menge größer, wenn sich die Regen gleichmäßiger über das ganze Jahr verteilen. Die Durchlässigkeit, Permeabilität des Bodens ist daher von großer Bedeutung für die hydrographischen Verhältnisse. Tone, Schiefer und Massengesteine sind sehr undurchlässig, Sand,



Fig. 302 Schichtquellen. Die punktierte wasserdurchlässige Schicht liegt zwischen undurchlässigen. Das bei a einsickernde Wasser tritt bei b als absteigende Schichtquelle, das bei a^1 einsickernde bei b^1 als aufsteigende Schichtquelle oder bei b^2 auf der Kluft als Spaltquelle zu Tage.

Sandstein, Schotter, Tuffe, Kalksteine und vulkanische Gesteine mehr minder durchlässig. Gesteine, die bereits mit Wasser gesättigt sind, sind am wenigsten durchlässig. Alle Gesteine sind wasserhaltig und der kapillar gebundene Gehalt, der sich durch den Gewichtsverlust bei einer Trocknung bei 110° feststellen läßt, heißt Gebirgs-, Berg- oder Grubenfeuchtigkeit. Die Durchlässigkeit und deren Ursache, das Porenvolumen, hängen von der Lagerung und der Gestalt der einzelnen Körner ab und diese schwankt bei gleich großen Elementen zwischen zirka 25 und 48%. Lockere Sande haben 37.6–51.2%, kompakter Sand 29.6–42.4%, Flußalluvien etwa 30–35% Porenvolumen. Verschieden große Körner geben ein kleineres Porenvolume. Das Wasser sucht infolge der Schwere möglichst tief einzudringen. Man hat berechnet, daß dies bis zirka 12.000 m möglich wäre, wo der große Druck ein weiteres Eindringen verhindere. In dieser Tiefe herrscht wohl die kritische Temperatur (365°). Diese Berechnung scheint aber keine praktische Bedeutung zu haben, da die tiefsten Bergwerke trocken, also infolge des Gebirgsdruckes alle Wege für die Tagwässer verschlossen sind.

Wechselt im Aufbaue einer Landoberfläche durchlässige und undurchlässige Schichten, so wird das Niederschlagswasser in jene eindringen und auf deren Grund dem Gefälle folgen (Schichtwasser). Ist diese durchlässige Schicht gegen oben durch eine undurchlässige begrenzt, so kann es unter hydrostatischem Drucke stehen und dem Gesetze der kommunizierenden Gefäße unterliegen. Tritt es zu Tage, so wird es als Schichtquelle bezeichnet. Man kann ab- und aufsteigende Schichtquellen unterscheiden. Jene folgen einer Schicht von gleichsinniger Neigung (Fig. 302), diese treten in gefalteten Schichtgesteinen auf und ergießen sich infolge des Überdruckes aus dem aufsteigenden Aste (Überfallsquellen). Der Auftrieb kann an einer Verwerfung (Spalte) erfolgen und wir nennen eine solche aufsteigende Quelle Verwerfungs- oder Spaltquelle. In Flachländern können wasserführende Schichten eine muldenförmige Anlage besitzen und es ist möglich, das unter Druck stehende Wasser durch Bohrlöcher springbrunnenartig aufsteigen zu lassen (Fig. 303). Diese von den

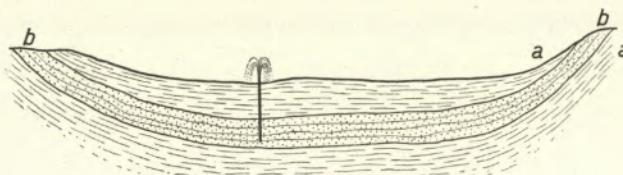


Fig. 303 Artesischer Brunnen; *a, a* undurchlässiges Gestein, *b, b* wasserführende Schicht

Chinesen schon lang geübte Technik ist in Europa in der Grafschaft Artois zuerst angewendet worden und diese Brunnen werden als artesisch bezeichnet. Im Becken von Paris (der Brunnen von La Grenelle 545 m tief, liefert in einem 16 m hohen Strahle $6\frac{1}{2}$ hl in der Minute), bei Wien und vielen anderen Orten und besonders in einigen tiefer gelegenen Gebieten der algerischen Sahara hat man solche Brunnen mit Erfolg geschlagen. In der Wüste ist es gelungen, auf diese Weise weite Oasen im glühenden Sande hervorzuzaubern. Bei dieser Gelegenheit kommen mit dem Wasser lebende Fische, Krabben und Konchylien zu Tage, wie sie an der Oberfläche allenthalben auftreten und die wohl nur vorübergehend eine unterirdische Lebensweise führen.

Artesische Brunnen beeinflussen einander besonders in weniger ausgedehnten Becken; ihre mögliche Anzahl ist daher beschränkt. Der Druck des Wassers treibt bisweilen Kraftmaschinen.

Sandlagen, die von Wasser durchtränkt sind (Schwimmsand), werden oft dem Bergbau gefährlich, da sie, angefahren, die Ursache von Schwimmsandeinbrüchen werden, die die Baue überschwemmen. In geringer Tiefe unter Tag gelegene Schwimmsandlagen entleeren sich, wenn sie, unter Druck stehend, bei einer Bohrung angefahren werden, explosiv nach der Oberfläche und können infolge Nachsitzens der Hangendschichten Senkungen des Terrains verursachen (Katastrophen von Brüx, Schneidemühl).

Sickerwasser, das an Klüften in das Erdinnere eindringt, wird Kluft-, Spaltwasser genannt. Es kann als absteigende Quelle in tieferem Niveau zu Tage treten oder aus größerer Tiefe unter dem Drucke der auflastenden Wassersäule nach dem Prinzip der kommunizierenden Gefäße auf einer anderen Kluft wieder emporsteigen (aufsteigende Kluftquelle, Fig. 304). In Massengesteinen, Schiefern und Kalken sind solche Quellen vorherrschend. Die Wasserbewegung geht auf diesen Klüften rasch vor sich, es tritt keine Filtrierung und keine Reinigung ein und es ist daher das in zerklüftetem Gesteine liegende Sammelgebiet von Quellen vor jeder Verunreinigung zu schützen, wenn die Quellen zur Wasserversorgung dienen sollen. Kluftquellen sind fast stets Fels- oder Gesteinsquellen, da sie aus dem anstehenden Felsen hervorbrechen.

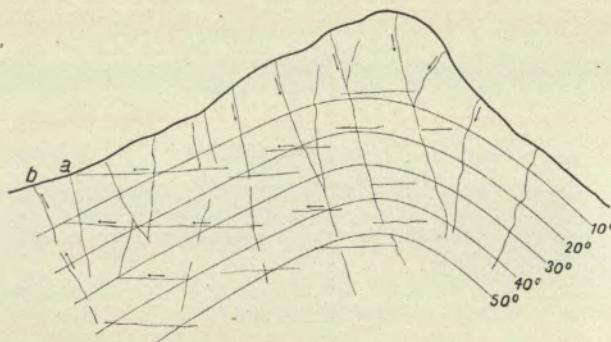


Fig. 304 Das an der Oberfläche in Klüfte einsickernde Wasser nimmt die Temperatur der Geoisothermen an und tritt bei *a* als absteigende, bei *b* als aufsteigende Quelle (bzw. Therme) zu Tage.

In Kalkgebirgen werden die Quellgänge durch Auswaschung erweitert, es entstehen die Höhlenquellen, Vauclusequellen, die bei den Karsterscheinungen besprochen worden sind. Die Quellen der beiden Wiener Hochquellenleitung sind Kluftwässer, die in die Kalkplateaus einsickern und auf dem undurchlässigen Werfener Schiefer fließend, aus Klüften zu Tage treten.

Durch Steigen und Fallen von unterirdischen Wasserläufen, oft auch durch hydrostatischen Druck, können Quellen hervortreten oder versiegen. Sie werden als intermittierende oder periodische Quellen bezeichnet. Davon wohl zu unterscheiden sind vom wechselnden Gasdrucke abhängige intermittierende Springquellen (Sprudel). Alle Quellen zeigen tägliche, jahreszeitliche oder unregelmäßige Schwankungen, die oft in weiten Grenzen erfolgen und von dem schwankenden Zuflusse abhängen. Oft versiegen manche nach längerer Trockenzeit (Hungerbrunnen).

Quellen, deren Temperatur der des Bodens gleich ist und mit ihr schwankt, werden als Boden-, Rasen- oder Gehängequellen bezeichnet. Da sie ihr Wasser nur aus den oberflächlichen Bodenschichten beziehen, sind sie Verunreinigungen ausgesetzt und als Trinkwasser nicht zu verwenden. Wässer, die aus größerer Tiefe (mindestens aus der unveränderlichen Schicht) stammen, zeigen eine gleichmäßige Temperatur, die meist

fast dem Jahresmittel des betreffenden Ortes gleich ist. Sie werden als Orthothermen bezeichnet. Quellen, deren Temperatur höher ist, heißen warme oder thermale Quellen oder Thermen¹⁾ schlechtweg.

Es ist im Kapitel über Vulkanismus die fortschreitende Entgasung des Magmas des Erdinnern erwähnt worden, bei der große Mengen von Wasserdampf frei werden, die beim Aufsteigen in ältere Erdschichten gelangen und kondensiert werden. Diese juvenilen Wässer verlieren durch Wärmeabgabe an das Gestein an Wärme, erreichen die Oberfläche aber meist mit hoher Temperatur. Quellen können also ganz aus dem Erdinnern stammen (juvenile Quellen) oder von dort Zuflüsse aufnehmen. Juvenile Quellen besitzen eine gleichbleibende Temperatur und gleiche Ergiebigkeit, bei

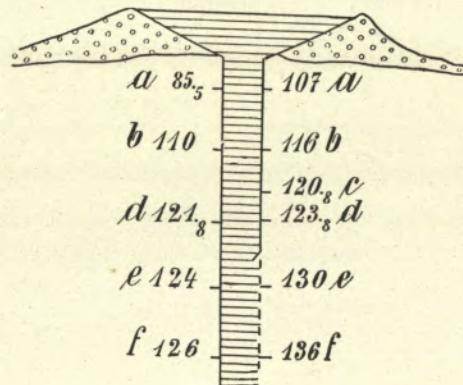


Fig. 305. Erklärung der Geysirtätigkeit (nach R. Bunsen). Die Zahlen links geben die gemessenen Temperaturen, die rechts sind die Siedetemperaturen bei dem entsprechenden Drucke. Bei c stimmen die beiden Werte überein und es erfolgt Verdampfung. An der vorspringenden Leiste scheint die Wärmezufuhr stattzufinden.

Zufluß vadosen Wassers ändern sich beide Werte mit den Niederschlägen und zwar ist die Temperatur bei größerer Wassermenge infolge eines stärkeren Zuflusses von Tag her niedriger und kann durch anhaltendes Pumpen gesteigert werden. Die Schwankungen der Ergiebigkeit entsprechen denen der Niederschläge mit einer vom zurückgelegten Wege abhängigen Verzögerung, die bis zwei Jahre erreichen kann. Anderseits können in Spalten der Gebirge einsickernde Oberflächenwässer in solche Tiefe gelangen, in der nach dem Verlaufe der Geoisothermen höhere Temperatur herrscht, die sie annehmen. Auf geneigten Wasseradern oder infolge des hydrostatischen Druckes oder auch nur wegen ihres geringeren spezifischen Gewichtes und des Gehaltes an Gasen, die sie im Erdinnern aufnehmen, können sie als a-b- oder aufsteigende Thermen zu Tage treten (Fig. 304). Juvenile Wässer werden auch als aszendierende (aufsteigende), vadose als deszendierende bezeichnet, doch ist es besser, diese Namen zu vermeiden, da sie schon seit langem für verschiedene Arten vadoser Quellen allgemein in Gebrauch sind. Die große Mehrzahl der Thermen (Gastein,

¹⁾ Das Deutsche und das Österreichische Bäderbuch bezeichnen erst Quellen von einer 20° C übersteigenden Temperatur als Thermen.

Pfäfers, Baden bei Wien) ist vados und nur für wenige wird wenigstens vorderhand eine juvenile Herkunft angenommen, da man ihre Natur sonst nicht deuten könnte (Karlsbad). Für den Zusammenhang vieler Thermen mit vadosen Wässern zeugte das Ausbleiben der Quelle von Teplitz in Böhmen bei dem Schwimmsandsteinbrüche in ein benachbartes Braunkohlenbergwerk (1879), wobei sich das Thermalwasser in die Grube ergoss und erst wieder nach Abdichten der Einbruchsstelle aus dem alten Quellenmunde zu Tage trat. Die Temperatur der Thermen ist sehr verschieden. Manche, wie die von Hammam Meskutin in Algier, die des Yellowstone parks



Fig. 306 Die Punschbowle, ein Geysirbecken im Yellowstoneparke, Nordamerika
(nach einer Aufnahme von W. H. Jackson, Denver)

in Nordamerika u. a., brechen kochend hervor, Baden-Baden besitzt 86° , Wiesbaden 68° , Karlsbad $73\cdot8^{\circ}$, Teplitz 48°C . Artesische Brunnen, die in großer Tiefe erschrotten werden, sind thermal. Der Brunnen im Stadtwaldchen zu Budapest aus 970 m Tiefe mit 827 Minutenlitern Ergiebigkeit besitzt $73\cdot9^{\circ}$.

Thermen, die infolge der zahllosen Gasblasen, die sie enthalten, mit lebhaft wallender Bewegung zu Tage treten, werden als Sprudel, Kochbrunnen bezeichnet (Karlsbad, Nauheim u. a.).

Thermen, die bis in die Quellröhre einen den Siedepunkt überschreitende Temperatur erlangen, bilden pulsierende Springquellen, die nach dem zuerst studierten Vorkommen in Island als Geysire bezeichnet werden. Später wurden solche besonders von der Nordinsel von Neuseeland und aus dem Yellowstoneparke in Nordamerika bekannt. Alle liegen in jungvulkanischen

Gebieten, die auch sonst reich an heißen Quellen sind. So besitzt der Yellowstone-park gegen 4000 Thermen und darunter 100 Geysire. Bunsen hat den Vorgang der Eruption zuerst erklärt (Fig. 305). Die Geysire liegen meist auf einem flachen



Fig. 307 Waimango Geysir bei Rotorua, Neuseeland, im Ruhezustande

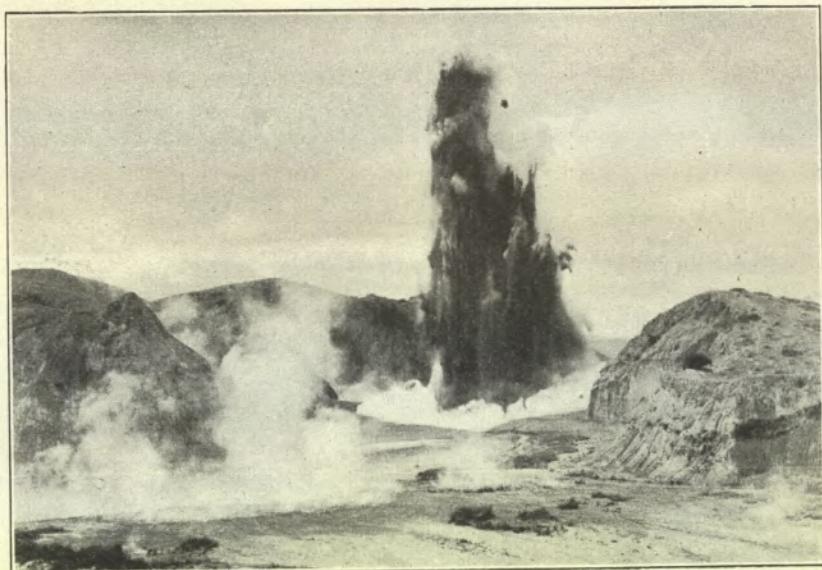


Fig. 308 Waimango Geysir bei Rotorua, Neuseeland, im Höhepunkt der Eruption

Kieselsinterkegel, den sie sich selbst aufgebaut haben (Fig. 306). Sie besitzen ein seichtes Becken, von dem ein mehr minder vertikaler Kanal abwärts führt, der aber auch zuweilen unmittelbar in einer kleinen Kuppe mündet. Der Kanal scheint sich gegen unten zu erweitern oder einen unregelmäßigen Verlauf zu besitzen, so daß die freie Wasserzirkulation behindert ist. Wenn der Springquell in Ruhe ist, zeigt das Wasser an der Oberfläche eine Temperatur unter dem Siedepunkte, die gegen die Tiefe steigt, von wo her eine Wärmezufuhr erfolgt. Durch den Druck der auflastenden Wassersäule wird der Siedepunkt erhöht, so daß keine Dampfbildung eintreten kann. Erst wenn die Wärme an irgend



Fig. 309 Waimango Geysir bei Rotorua, Neuseeland, gegen Ende der Eruption
(Fig. 307—309 nach Aufnahmen des New Zealand Government,
Dept. of tourist and health resorts)

einer Stelle den Siedepunkt unter dem vorhandenen Drucke übersteigt, tritt Dampfbildung ein. Das Wasser gerät in aufwallende Bewegung und fließt über den Quellrand aus. Durch die Verdampfung wird Wärme verbraucht, das Aufkochen hört auf, das Wasser sinkt im Rohre, worauf sich das Spiel heftiger erneuert, bis endlich die Temperatur der tieferen Wasserschichten genügend hoch ist, um eine starke Dampfentwicklung und ein starkes Überfließen hervorzurufen. Infolge der dadurch eintretenden Druckentlastung geht die Dampfbildung plötzlich explosiv in dem ganzen Rohre vor sich und es bricht ein Strahl von Wasser und Dampf springbrunnenartig hervor. Sobald die Temperatur des Wassers durch den Wärmeverlust unter den Siedepunkt sinkt, hört der Ausbruch auf, das Rohr ist großenteils leer und man erblickt in der Tiefe eine ruhige Wasserfläche (Fig. 307—309).

Die Größe der Geysire und die Art ihrer Eruptionen sind überaus wechselnd. Es gibt solche, deren Strahl, mehrere Meter stark, 80 m und angeblich sogar bis 200 m hoch emporgeschleudert wird, während bei anderen ein armstarker Springbrunnen nur wenige Meter emporsteigt. Die Ruhezeit der Springquellen ist ebenfalls sehr verschieden. Manche weisen sehr regelmäßige Pausen von wenigen Stunden auf, um dann ein paar Minuten zu arbeiten, andere ruhen wochen- oder jahrelang und spielen dann über eine Stunde, während der „Minutenmann“ im Yellowstoneparke nach $1\frac{1}{2}$ – $3\frac{1}{2}$ Minuten eine ein paar Sekunden währende Eruption von 7 m Höhe zeigt. Im allgemeinen kann man sagen, daß, je länger die Pause ist, der Ausbruch um so länger währt und um so heftiger ist. Doch spielt dabei die Wasserführung eine große Rolle, von der auch die Perioden bedingt sind.

Die Geysire sind sehr veränderliche thermale Erscheinungen. Man hat vielfach ein Nachlassen, ein völliges Aufhören der Tätigkeit beobachtet und sie sich wieder beleben gesehen. Im ganzen scheint doch eine Verlängerung der Pausen und ein Schwächerwerden der Eruption für viele das Anzeichen der sinkenden thermalen Tätigkeit zu sein. Nach Beobachtungen, die im Yellowstoneparke gemacht worden sind, ist das Wasser der Springquellen großenteils vados und ihre Tätigkeit in einer niederschlagsarmen Periode geringer. So verlängert der Old Faithful Geysir des Yellowstonearks seine Ruhepause im September um einige Minuten gegenüber dem Juli, da um diese Zeit die reichen Zuflüsse der Schneeschmelze schon großenteils versiegt sind. Durch Steine, die in den Quellenmund geworfen werden, durch Aufröhren des Wassers oder durch Zusatz von Seifenlösung kann bisweilen die Eruption willkürlich hervorgerufen werden. Dies beruht wohl auf Störung des Ruhezustandes des überhitzten Wassers und auf der Vergrößerung der Oberflächenspannung durch das Seifenwasser, wodurch die Verdampfung hintangehalten wird und größere Dampfmengen rascher angesammelt werden.

Das Wasser heißer Sprudel ist oft reich an Schwefelwasserstoff und schwefeliger Säure, durch die es befähigt wird, Tone, vulkanische Tuffe und andere leicht zerstörbare Gesteine zu einem mißfarbenen, oft buntgefärbten Breie zu zersetzen, der von den aufsteigenden Gasblasen zerspratzt wird. Solche Schlammsprudel treten in Verbindung mit Geysirtätigkeit auf. Steine, die in heißen Quellen liegen, zeigen infolge Lösung bisweilen Hochglanz.

Auf seinem Wege durch das Gestein hat das Wasser Gelegenheit, lösliche Minerale aufzunehmen und mitzuführen. Selbst chemisch reines Wasser kann Steinsalz, Gips, Anhydrit, Kalkstein, Dolomit, Feldspat u. a. auflösen und diese Fähigkeit wird durch höhere Temperatur und den Gehalt an Kohlensäure und Sauerstoff wesentlich gesteigert. Die Kohlensäure kann von Exhalationen, aus der Luft, aus dem Humusboden oder von einem Kohlungsprozesse stammen; Sauerstoff nimmt es aus der Luft. Der Sauerstoff oxydiert und macht die Bestandteile löslich, die Kohlensäure bildet lösliche Bikarbonate. Durch sie wird das Wasser befähigt, einen Gehalt an mineralischen Bestandteilen, besonders Kalzium und Magnesium, aufzunehmen (Mineralisation des Wassers), der als seine Härte bezeichnet wird. Diese wird in Härtegraden ausgedrückt, die in den einzelnen Ländern verschieden sind. Ein deutscher Härtegrad (Hd) bedeutet, daß in 100.000

Gewichtsteilen Wasser ein Teil Kalzium-Magnesium-Oxyd enthalten ist. Besitzt Wasser eine Härte unter 15°, heißt es weich. Hartes Wasser hat 20–30 und mehr Grade. Durch Kochen verliert das Wasser teilweise die Kohlensäure und es fällt Kalzium- und Magnesiumkarbonat aus. Der noch übrig bleibende Teil wird als die bleibende oder permanente Härte bezeichnet. Die Härte wird durch Zusatz einer Normalseifenlösung bestimmt, die bewirkt, daß sich die im Wasser gelösten Kalzium- und Magnesiumsalze mit der Fettsäure der Seife verbinden und ausfallen.

Quellen, die durch einen größeren Gehalt an mineralischen Bestandteilen, absorbierten Gasen oder durch höhere Radioaktivität ausgezeichnet sind, werden als Mineralquellen bezeichnet und zwar wird für sie als untere Grenze 1 g gelöster Bestandteile oder 1 g freies Kohlenoxyd in 1 kg Wasser angenommen. Sie können normale oder erhöhte Temperatur besitzen. Man unterscheidet folgende Quellentypen:

1. Einfache kalte Quellen (Akrapogen), die eine Temperatur unter 20° C besitzen und mit ihrem Mineralgehalte unter der erwähnten Grenze bleiben. Dazu gehört die Mehrzahl der Quellen.

2. Einfache warme Quellen (Akrapothermen, Wildbäder, indifferente Thermen), die eine Temperatur über 20° C, aber den geringen Mineralgehalt aufweisen. Thermen von Gastein, Pfäfers, Teplitz, Vöslau, deren Heilwirkung lange Zeit nicht zu erklären war und gegenwärtig auf radioaktive Emanation zurückgeführt wird.

3. Karbonatquellen, Säuerlinge, reich an freier Kohlensäure,

a) einfache Säuerlinge, arm an festen Bestandteilen, Karolaquelle bei Tarasp;

b) erdige Säuerlinge, reich an Kalzium- und Magnesiumbikarbonat, Selters, Wildungen;

c) alkalische Säuerlinge, reich an Alkalien, Preblau, Bilin, Gießhübel, Fachingen; Thermen: Vichy, Neuenahr;

d) alkalisch-saline Säuerlinge enthalten neben den Alkalienkarbonaten auch Kochsalz in wirksamer Menge, Emser Kränchen; Thermen: Kissingen, Nauheim;

e) Eisensäuerlinge mit gelöstem Eisenbikarbonat, Spaa;

f) gemischte Säuerlinge mit keinem vorherrschenden Bestandteile.

4. Haloid-, Sol- oder Kochsalzquellen (muriatische Quellen), mit salzigem Geschmacke und mehr als 15 g Chlornatrium im Liter, kalt (Halopegen) oder warm (Halothermen), bisweilen mit Jod- und Bromverbindungen (Jod- und Bromquellen von Hall in Oberösterreich). Der Salzgehalt stammt meist aus Salzlagerstätten.

5. Sulfatquellen: Glaubersalzquellen mit Glaubersalz (Natriumsulfat), Karlsbad, Marienbad, Franzensbad (Salzquelle); Bitterwasser mit Magnesiasalzen, besonders Bittersalz (Magnesiumsulfat, Saidschitz, Püllna, Ofen (Buda); Gipsquellen mit Kalziumsulfat; Alaunquellen mit schwefelsaurer Tonerde; Vitriolquellen mit Eisen- und Kupfervitriol, auch arseniger Säure, Levico, Vitriolo, Roncegno. Bei größerem Chlorgehalte werden die Wässer als muriatisch bezeichnet. Der Sulfatgehalt entstammt vielfach der Oxydation von Kiesen.

6. Schwefelquellen mit freiem Schwefelwasserstoff und Sulfiden der Alkalien und alkalischen Erden. Kalt wie Kreuth in Oberbayern, warm wie Baden bei Wien, Aachen, Aix-les-Bains. Beruhen auf solfatarischer Tätigkeit oder auf Reduktion von Sulfaten (Gips) und Sulfiden.

7. Salzsäurequellen, die in Verbindung mit Chlorexhalationen auftreten.

8. Kieselsäurequellen, die Silikate oder freie Kieselsäure gelöst enthalten, Geysire, Plombières.

9. Radioaktive Quellen, die sich durch einen höheren Gehalt an Emanation auszeichnen, wie Gastein (bis zu 155 Mach-Einheiten). Besonders reich sind die Grubenwässer von St. Joachimsthal im Erzgebirge, die Pechblende führenden Gängen entstammen und bis 2050 Mach-Einheiten besitzen. (Nach dem Deutschen und dem Österreichischen Bäderbuche und v. Höfer.)

Bei der großen Bedeutung, die das Wasser für die Menschheit als Trinkwasser oder Heilquellen besitzt, ist es für den Geologen und den Techniker eines der Arbeitsfelder geworden, auf denen sich Wissenschaft und Praxis die Hände reichen. Für gutes Trinkwasser kommt eine Anzahl von Voraussetzungen in Betracht, die nach v. Höfer sind:

1. Es muß klar, farblos und geruchlos sein und darf keinen besonderen Beigeschmack haben.

2. Die Temperatur darf in den verschiedenen Jahreszeiten nur innerhalb geringer Grenzen schwanken (6—12° C).

3. Es soll nicht zu hart sein, namentlich keine größeren Mengen von Magnesiasalzen enthalten; die obere Grenze wird gewöhnlich mit 20 deutschen Härtegraden festgesetzt. Der Abdampfrückstand soll höchstens 500 mg, die organische Substanz 50 mg im Liter sein.

4. Es darf kein Ammoniak, ganz besonders kein Albuminammoniak, keine salpetrige Säure und keine größere Menge von Nitraten (höchstens 15 mg Salpetersäure im Liter), Sulfaten und Chloriden (autochthones Chlor-natrium höchstens 300 mg) enthalten; es muß ferner frei von Eisenverbindungen, Phosphorsäure, Schwefelwasserstoff und Schwefelalkalien sein.

5. Es darf nur wenig organische Stoffe und soll keine zu Fäulnis neigende Organismen enthalten (Maximum 30 mg im Liter).

6. Es dürfen keine pathogenen Keime vorhanden sein. Die Zahl der harmlosen Keime soll im Kubikzentimeter nicht 150 übersteigen.

Die Ergiebigkeit von Quellen ist von der Art, der Menge und Verteilung der Niederschläge, von der Größe und dem Baue des Zuflüssegebietes abhängig und daher auch bei derselben Quelle sehr schwankend. Die erste Wiener Hochquellenleitung hat ein Minimum von 278 und ein Maximum von 2881 Sekundenlitern.

Um eine quantitative und qualitative Veränderung von Quellen und Brunnen zu verhindern, muß in vielen Fällen ein Schutzgebiet abgegrenzt werden, das als Zufluss- beziehungsweise Infiltrationsgebiet vor schädigenden Eingriffen bewahrt wird. Dies kann nur nach eingehenden Untersuchungen des Baues der Gegend geschehen.

Das Auftreten der Quellen ist großenteils vom Baue eines Gebietes abhängig und man kann auf Grund geologischer Untersuchung die voraussichtlich wasserführenden Horizonte und Punkte angeben, selbst wenn diese durch überlagernde Schichten verdeckt sind. In gefaltetem Gebirge richtet sich das Auftreten von Quellen, alles eins ob sie auf einer undurchlässigen Gesteinsoberfläche, in einer durchlässigen Schicht oder auf Klüften liegen, darnach, wie die Täler die wasserführende Schicht oder Ader anschneiden. In Isoklinaltälern liegen sie nur an einer Talseite, in Synklinaltälern auf beiden Abhängen, während Antiklinaltäler meist quellenarm sind. Besonders Thermen und Mineralquellen, die einen langen Weg in der Erdrinde zurückgelegt haben müssen, um die Temperatur oder den Mineralgehalt zu erlangen, liegen an Bruchlinien, besonders an Kreuzungspunkten von Spalten. Eines der schönsten Beispiele bietet die Thermenlinie von Baden bei Wien, die der in fast meridionaler Richtung von Wien bis Gloggnitz verlaufenden Bruchlinie entspricht, an der die Flysch- und die Kalkzone der Alpen zum Inneralpinen Wiener Becken niedergebrochen sind (Fig. 135). Hier tritt auf einer Erstreckung von etwa 50 km, aber nur im Bereiche der zerklüfteten Kalkzone, eine ganze Anzahl von Quellen auf, die bei Baden in größerer Zahl (16 stärkere sind allein in Benutzung) beisammen liegen. Einige besitzen nur einen Gehalt an mineralischen Bestandteilen, andere zeigen nur eine höhere Temperatur (Vöslau), bei anderen ist beides vereint (Baden). Wo querverlaufende Störungen, die im Streichen des Gebirges liegen, die Hauptverwerfung treffen, sind die thermalen Erscheinungen am stärksten (Baden). Da mehrere der Quellen am Quellenmunde gefäßt worden sind, weiß man, daß sie aus Klüften des Dolomites des Grundgebirges hervorgebrechen. Die höchste Temperatur beträgt 36°, der Schwefelgehalt wird auf die Zersetzung vermuteter Gipslager der Tiefe zurückgeführt. Der Zusammenhang der Quellen mit dem Baue des Gebirges hat sich bei dem Erdbeben im Jahre 1768 gezeigt, wobei manche von ihnen stärker flossen. Der „heilsame Brunnen“ bei Leobersdorf ist bei einem Erdbeben hervorgebrochen. Die Quellen werden als vados angesehen. Man nimmt für sie ein Absteigen auf Klüften des Kalkgebirges, ein Aufstauen an der wasserdichten Ausfüllung des Beckens und ein Aufsteigen an der Hauptverwerfung an. Eine ähnliche Bruchlinie begrenzt das Becken im Osten (Leithalinie), an der auch bei Brodersdorf, Mannersdorf und Deutsch-Altenburg warme Schwefelquellen zu Tage treten, die also das Senkungsfeld von Wien umsäumen.

Die nordböhmischen Thermen liegen in einem parallel dem Erzgebirge verlaufenden Bruchfelde und stehen dadurch in enger räumlicher Verbindung mit den dortigen Eruptionszentren der Tertiärzeit.

Vielfach ist das Auftreten von warmen und mineralischen Quellen auf eine ausklingende vulkanische Tätigkeit zurückzuführen, die fumarolisch, sulfatarisch oder mofettisch ist und darnach verschiedenen Gehalt an Gasen und mineralischen Bestandteilen bedingt. Die Umgebung vulkanischer Herde ist, selbst wenn die eruptive Tätigkeit längst erloschen ist, noch oft durch das Auftreten von Heilquellen gekennzeichnet, die als postvulkanische Vorgänge bezeichnet werden.

Eine Zone von tertiären Vulkangebieten und thermalen Erscheinungen zieht durch einen großen Teil Mitteleuropas. In ihr liegen Schlangenbad und Ems, Wiesbaden, Baden-Baden, Nauheim, Karlsbad, Teplitz, Warmbrunn, Landeck u. a. Doch ist die Meinung darüber noch geteilt, inwieweit ein direkter Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen besteht.

Für das Geysirgebiet des Yellowstoneparkes wird ein Granitbatholith in der Tiefe angenommen und in Neuseeland und Island ist der Zusammenhang der heißen Quellen mit vulkanischen Erscheinungen augenfällig.

Das Meer

Die Bewegung des Meerwassers wird, soweit sie geologisch wirksam ist, durch verschiedene Kräfte verursacht. Die Anziehung des Mondes und der Sonne bewirkt die Gezeiten und die Springfluten, der Temperaturunterschied die Wasserversetzung und Strömungen, die auch durch beständig in einer Richtung wehende Winde hervorgerufen werden. Die Winde haben die Wellenbewegung zur Folge und Erdbeben und vulkanische Ausbrüche können riesige Wellen über die Ozeane senden. Eine ganz vereinzelte Erscheinung, die nur von theoretischem Interesse ist, sind die erwähnten Meermühlen, bei denen das Meerwasser landeinwärts strömt und in einem Schlundloche verschwindet, also wie ein Fluß erodierend wirken kann.

Meeresströmungen spielen beim Transporte feinsten Materials eine Rolle. Der am genauesten bekannte Golfstrom fließt mit einer Geschwindigkeit von zirka 6 km in der Stunde dahin. Zwischen Florida und Kuba hat er den Meeresboden reingefegt, dort finden sich keine benthonischen (auf dem Boden wurzelnden oder sich bewegenden) Lebewesen. In seinem Wasser wird eine Menge feinen Quarzsandes schwebend weit in das Meer hinaus verfrachtet. Überall trifft man im Wasser des offenen Ozeans Tonpartikelchen, die durch die Strömungen verschleppt werden. Die Bedeutung der Meeresströmungen für die Ablagerung wird später noch zu erwähnen sein.

Der in Wellenbewegung und Gezeiten schwankende Wasserstand überzieht vorübergehend einen Gürtel des Festlandes, der um so breiter ist, je flacher dieses in das Meer hinabtaucht und je größer die Gezeitenhöhe ist und der als Schorre bezeichnet wird. Hier wirken infolge des Wechsels von Wasserbedeckung und Austrocknung die Verwitterung, der Regen, der Wind und die mechanischen und chemischen Angriffe des Meeres besonders kräftig und auch die Organismen üben hier ihre zerstörende Tätigkeit aus. An flachen Küsten wird das von den Wellen bewegte feine Material, vor allem der von den Flüssen herbeigeführte und der in der Brandung erzeugte Sand und Schlamm gleichmäßig über die ganze Schorre und den benachbarten Meeresgrund ausgebreitet, das gröbere Material, Steine, Holz, Konchylien und andere organische Reste, wird von dem zurücklaufenden Wasser nicht mitgerissen und häuft sich an der oberen Grenze des Wellenbereiches zum Strandwall an. Bei sehr starkem Wellengange wird höher am Strande ein Wall von ganz groben Trümmern, denen feines Material beigemengt ist, aufgeschüttet, der Sturmwall.

Die Wellenbewegung bewirkt im Sande und Schlamme des seichten Wassers Wellenfurchen, die langgestreckt senkrecht zu ihr verlaufen. Solche Rippelmarken entstehen an der Grenzschicht zweier verschieden bewegter Medien, besitzen eine asymmetrische Gestalt, auf der Luvseite (die dem Wellengange zugekehrt ist) sind sie flach, im Lee steiler und ihre Größe hängt von der der Wellen ab (Fig. 310). Ihre Breite schwankt von $1\frac{1}{2}$ cm bis 2 m und hängt von der Korngröße und der Wassertiefe ab.



Fig. 310 Rippelmarken am Strand von Grado (nach G. Götzinger)

Die Wellen laufen großenteils nicht genau senkrecht zur Küstenlinie auf und verschieben den mitgeführten Sand in ihrer Bewegungsrichtung, das zurücklaufende Wasser schwemmt ihn senkrecht zur Strandlinie zurück, worauf die nächste Welle das Spiel wiederholt. Auf diese Weise erfolgt der Transport von Sandmassen längs der Küste (Küstendrift), an dem auch Strömungen Anteil nehmen können, die parallel zu ihr verlaufen. Endet die Küste plötzlich und biegt in eine Bucht ein, so setzt die Strömung ihren Weg unverändert fort und häuft den Sand zungenförmig wie eine Halbinsel in das Meer hinein auf. Es entsteht eine dammförmige Sandbarre, eine

Nehrung, die die Bucht zu einem Strandsee, an der preußischen Ostseeküste Haff (Fig. 311), in Oberitalien Lagune genannt, abschließt. Liman nennt man in Südrussland ähnliche Strandseen, die als ertrunkene Flussmündungen anzusehen und in Zuschtüttung begriffen sind. Ihre Längserstreckung ist daher großenteils senkrecht zur Küste gerichtet.

Wenn ein Fluss in die Bucht mündet, so baut sich oft die Nehrung um so rascher auf, da die von ihm mitgeführten Sinkstoffe von den Wellen zurückgeworfen werden.

Auf der Oberfläche trockenen Sandes beginnt der Wind sein Werk, der ihn zu Dünen aufhäuft. Es ist begreiflich, daß die Meereswellen

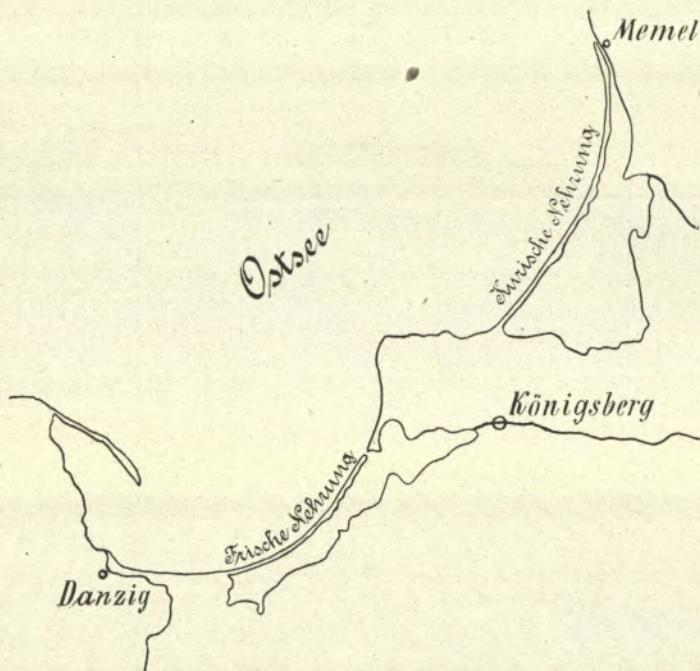


Fig. 311 Die Haffe an der Ostseeküste zwischen Danzig und Memel

gelegentlich auch die aus losen Massen aufgebauten Küstenstriche angreifen und zerstören. Dies geschieht besonders durch Sturmfluten. So weichen manche Küsten bis zu 35 m im Jahre zurück und da sich die Küstenströmung bis zirka 10 m tief bemerkbar macht, können große Sandmassen durch sie verschwemmt werden. Wenn sich bei Springfluten und unterstützt vom Windstau der Meeresspiegel um mehrere Meter hebt, wird die Dünenzone zerrissen und das tiefliegende Land oft weithin überschwemmt. Diese Einbrüche des Meeres sind besonders der deutschen Nordseeküste verhängnisvoll geworden, da sie große Landverluste bewirkt haben. Die friesische Inselkette ist der Rest des einst geschlossenen Dünenzuges, der Friesland einsäumte und der Dollart, der Jadebusen und der Zuidersee sind in historischer Zeit dem Festlande abgerungen worden.

Viel bedeutender in ihren augenfälligen Wirkungen ist die Klippenbrandung an Steilküsten, die, wie Messungen gezeigt haben, mit einem Drucke bis zu 30.000 kg auf den Quadratmeter angreift, viele Tonnen schwere Blöcke bewegt und der selbst das festeste Gestein nicht dauernden

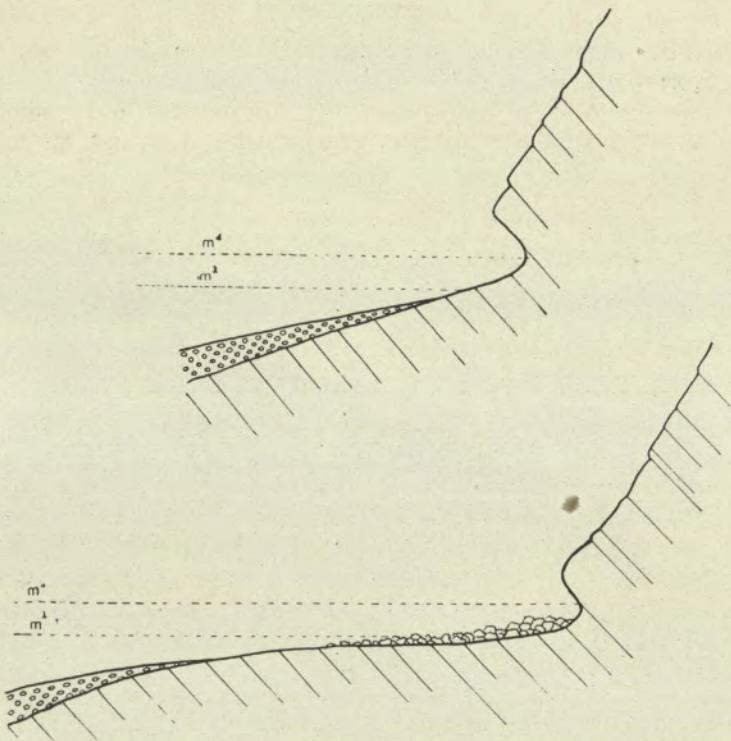


Fig. 312, 313 Ausbildung der Strandplattform mit Brandungskuhle und Halde.
 m^1 Niedrig-, m^2 Höchstwasserstand

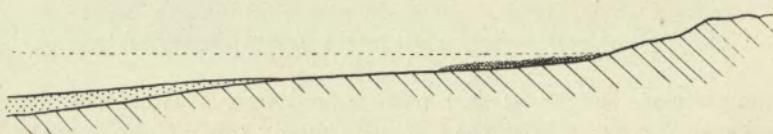


Fig. 314 Endgestalt des Strandgebietes bei fortschreitender mariner und subaerischer Abtragung

Widerstand leisten kann. Das Wasser wird mit großem Drucke in die Klüfte und Fugen des Gesteins gepreßt und lockert das Gefüge. Beim Zurückfließen spült es die Spalten aus und erweitert sie und die nächste Welle erneut den Angriff. Da die Brandungszone auch der atmosphärischen Verwitterung unterliegt, die die Felsen zermürbt, geht die Zerstörung rasch vor sich. Das zertrümmerte Gestein wird von den Wogen hin und her gerollt, abgerundet und zerkleinert (Blockstrand). Die Gerölle werden wie

Geschosse gegen die Felsen geschleudert. Gelegentlich spielen Eisschollen die Rolle von Sturmböcken. Die mahlende Bewegung der Gerölle an einem Blockstrande verursacht ein weithin vernehmbares Getöse.

Die Korrasion der Brandung an Felsküsten ist infolge der bewegten Blöcke sehr bedeutend. Diese geraten oft in eine drehende Bewegung und bohren ähnlich wie fließendes Wasser Riesenkessel in den Felsboden. Die von der Brandung erzeugten Schliffflächen lassen sich von den durch fluviatile Korrasion erzeugten nicht unterscheiden. Beide sind nur in feuchtem



Fig. 315 Zerstörung des aus lockerem Materiale bestehenden Ostseestrandes bei Warnicken
(nach einer Aufnahme von Gottheil & Sohn, Königsberg)

Zustände glänzend, außer an sehr harten, feinkörnigen Gesteinen, die auch im trockenen Zustande Hochglanz zeigen. Soweit die Wogen an einer Felswand emporschlagen, wird diese ausgehölt, es entsteht eine Brandungskehle. Höher hinauf wird der Gischt turmhoch getrieben und wirkt kräftig bei der Verwitterung mit, die den Abbruch der untergrabenen Felsen rasch herbeiführt. Dadurch weicht die Wand immer weiter zurück und es bildet sich eine Strandleiste oder Strandterrasse, -plattform, die an dem steilen Kliff endet (Fig. 312—314). Die Brandungswelle wirkt also im Gegensatze zum fließenden Wasser senkrecht auf die Angriffsfläche und diese Art der Erosion wird als Abrasion bezeichnet. Die Trümmer des Kliffs werden, zu Geröllen zermahlen, vom Rückflusse, dem Sog, an der Böschung der Abrasionsterrasse zur Strandhalle aufgehäuft.

Der Fortschritt der Abrasion landeinwärts ist je nach der Gesteinsbeschaffenheit und dem Wellengange verschieden. An den Kreidefelsen des Kanals beträgt er etwa $1\frac{1}{2}$ m jährlich, an der Ostküste Englands, die aus weicheren Gesteinen besteht, 2 bis 3 m. An Küsten, die auslosem Materiale, z. B. diluvialem Blocklehme, gebildet sind, ist das Werk eines einzigen Sturmes oft beträchtlich (Fig. 315). Man hat daher vielfach durch Uferschutzbauten diesen Landverlust zu verhindern gesucht (Helgoland, England). Bei sich



Fig. 316 Nadel von Étretat (70 m hoch) und Tor d'Aval am Kreidekliff bei Havre. Breite Strandterrasse bei Niedrigwasser (nach einer Aufnahme von Neurdein aus F. Löwl)

gleichbleibenden Bedingungen kann die Abrasionsterrasse nur eine bestimmte Breite erlangen (Abrasionsterminante). Diese ist erreicht, sobald die Wogen auf ihr wie auf einem Flachstrande auflaufen und den Fuß des Kliffs nicht mehr erreichen können. Sie ist daher abhängig von der Tiefe, in der noch Abrasion stattfindet. Nun werden in einer Wassertiefe von 32 m grobe Gerölle, in 200 m noch Sandkörner bewegt, es wird also abradiert und Spuren einer Bewegung zeigen sich noch in 500 m Tiefe. Die Abrasionsgrenze wird also dort erreicht, wo das Kliff als Abschluß einer von der 200 m-Linie sanft aufsteigenden Strandleiste dem Angriffe des Meeres entzogen ist. Es ist nun sehr auffällig, daß die Kontinente fast allenthalben von dem Schelf, einem seichten Küstenstreifen, umgeben werden, der sich vom Strande langsam bis zur 200 m-Linie abdacht, wo dann erst der Absturz

des Festlandssockels zur ozeanischen Tiefe erfolgt. Es ist also wohl der Schelfgürtel als eine alte Abrasionsfläche, beziehungsweise Aufschüttungsfläche anzusehen.

Durch die Brandung werden Küsten unregelmäßig zerschnitten, sie zeigen, wenn sie aus verschiedenen, gestörten Gesteinsschichten gebildet sind, Klüften oder weicheren Gesteinen folgend, tief eingesägte Buchten. Läuft das Streichen quer zur Küstenlinie, besonders wenn ein Faltengebirge quer zum Gestade gegen das Meer ausstreckt, entstehen die reich gegliederten

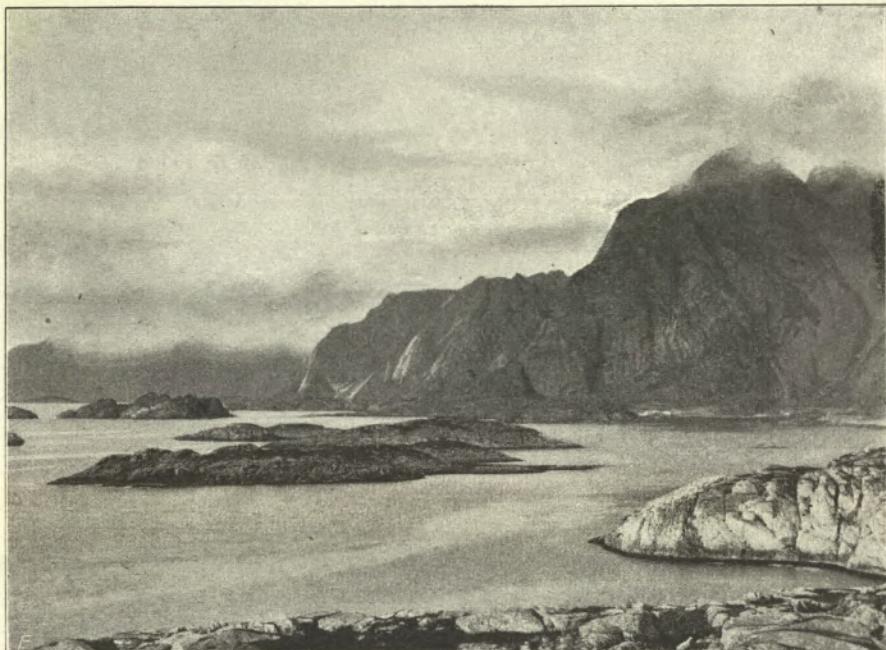


Fig. 317 Die norwegische Strandterrasse bei Henningsvaer (Lofoten), in Schären auftauchend (nach F. Löwl)

Riasküsten. Als Rias werden die ertrunkenen Täler bezeichnet. Die Brandung greift, unterstützt von der Verwitterung, der Regenspülung und dem Winde, die nackten Felsen an und schafft oft pittoreske Erosionsformen, wie Höhlen, Tore, Klippen und Pfeiler, die bisweilen als Zeugen des Fortschrittes der Abrasion der Steilküste vorgelagert sind (Fig. 316).

Die reich gegliederte Küste mit ihren Klippen, Vorgebirgen und tiefen Buchten ist in voller Entwicklung begriffen. Wenn die Abrasion weiter forschreitet, verschwindet die Gliederung, es bildet sich der fast ebene, sanft ansteigende Boden der Strandterrasse bis an das Kliff aus, das selbst durch die Verwitterung immer mehr abgetragen wird. Der erwähnte Stillstand kann nur dann eintreten, wenn die Strandlinie unverändert bleibt. Wenn sie sich in positivem Sinne verschiebt, das Land sinkt oder der Meeresspiegel ansteigt, dann schreitet die Abrasion über das untertauchende

Land fort, das Meer transgrediert und es können weite Festlandsgebiete zu einer vom Meere ansteigenden Abrasionsfläche abgetragen werden, für die es theoretisch keine Begrenzung gibt. Von einer fluvialen Endfläche ist diese kaum zu unterscheiden, da aus härterem Gesteine gebildete Bodenerhebungen bei der darüber hinwegschreitenden Abrasion hervorragen werden und die ideale Ebene verwischen. Eine solche ausgedehnte Abrasionsfläche stellt die Schärenplatte der norwegischen Westküste dar, die bis 30 km breit im Westen unter das Meer taucht, aus dem nur die von der glazialen Erosion herausgearbeiteten Höcker als Inseln, Schären, emporragen, während sie sich gegen das Land bis zu 100 m erhebt (Fig. 317).

Findet an einem Steilufer eine negative Bewegung der Strandlinie statt, wird das Land gehoben oder sinkt der Meeresspiegel, so gelangt die Strandleiste aus dem Bereich der Brandung und es wird eine neue, tiefere eingeschnitten. Geschieht dies nicht gleichmäßig, sondern geht diese Bewegung mit Unterbrechungen vor sich, so wird nur zur Zeit eines Stillstandes eine solche Strandlinie geschaffen und man kann öfter an Steilküsten mehrere

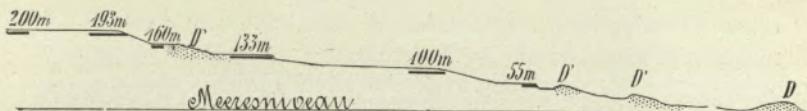


Fig. 318 Profil durch die hohen Meeresterrassen bei Algier (nach O. de Lamothe). Die starken Horizontalstriche bezeichnen die Ablagerungen des Strandes, *D* heutige Dünen, *D'* alte Dünen.

solcher schmaler Leisten und Hohlkehlen beobachten, die uns die Veränderungen zeigen, die in der Lage des Meeresspiegels zum Lande in der Vorzeit eingetreten sind. Bei negativer Bewegung der Strandlinie ist die höchste Terrasse die älteste, bei positiver Bewegung können die älteren untertauchen und unter der Halde begraben erhalten bleiben und darüber jüngere in die Küste eingeschnitten werden, so daß an einem Ufer aus der Vorzeit die Reihenfolge der Bildung der Terrassen nicht sicher ist. Die besten Beispiele haben dafür die Mittelmeerküsten geliefert, die besonders in Algier und an der französischen Riviera alte Meeresterrassen zeigen, die oft noch mit fossilführenden Litoralbildungen ihr bis in das Pliozän zurückreichendes Alter bezeugen und in der Übereinstimmung ihrer absoluten, bis 200 m und darüber reichenden Höhenlagen ein Beweis dafür sind, daß ihre Entstehung einem intermittierenden Sinken des Meeresspiegels zuzuschreiben ist, der während eines Stillstandes seine Marken in die Küsten eingeschnitten hat (Fig. 318). Die von den Küsten längs der Flüsse landeinwärts zu verfolgenden fluviatilen Terrassen zeigen, wie sich die Flußerosion der Lage der Erosionsbasis in verhältnismäßig kurzer Zeit angepaßt hat. Die weiteren Studien in dieser Richtung werden noch wichtige Ausblicke auf die weltweiten Schwankungen (eustatischen Bewegungen) der Meere liefern.

Neben der Brandung ist an reicher gegliederten Küsten auch eine erodierende Wirkung des durch die Gezeiten bewegten Wassers zu erkennen, das sich durch Hemmung im Innern tiefer Buchten und in Kanälen be-

trächtlich erhebt. Während an ozeanischen Inseln die Höhe der Springflut nur $0,9\text{ m}$ beträgt, erreicht die gewöhnliche Flut im englischen Kanal 11 m , an der nordatlantischen Küste Nordamerikas 21 m . Die mit großer Gewalt in Buchten ein- und ausströmenden Wassermassen erodieren den Boden tief. Ein besonderer Fall liegt in den reichverzweigten Kanälen vor, die vom Puget Sound, Washington State, in das Land eindringen und das Aussehen breiter Flüsse besitzen, wofür man sie ihrer starken Strömung wegen auf den ersten Eindruck auch halten möchte. Erst wenn man ein paar Stunden später die Strömung in entgegengesetzter Richtung fließen sieht, erkennt man, daß es sich um Gezeitenströme handelt, die tiefgreifend erodieren. Die Flut und besonders die bei Ebbe zurückströmenden Wässer vertiefen und verlegen die Fahrtrinne zwischen Inseln in sandiger Flachsee wie in den Watten der deutschen Nordseeküste.

Die Tätigkeit des Meerwassers bei der Verwitterung ist schon besprochen worden.

Seen

Größere Ansammlungen stehenden Wassers auf dem Festlande werden im allgemeinen Seen genannt. Man teilt sie nach ihrem Wasserhaushalte ein in solche, die ohne größeren oberflächlichen Zufluß einen Abfluß besitzen, also positive Bilanz haben (Quellseen), zu denen auch die Grundwasserseen gehören, in Schaltseen mit oberflächlichem Zu- und Abfluß, die also ausgeglichene Bilanz aufweisen und Endseen, deren Verdunstung oder deren Wasserabgabe an den Untergrund den Zufluß überwiegt und deren Bilanz infolge Versiegens oder Verdunstung negativ ist. Seen können entstehen, wenn fließende Wässer gestaut werden, wie dies durch Bergstürze, Schuttkegel, Lawinen, Gletscher und deren Moränen oder Lavaströme geschieht (Stauseen, Fig. 319). Dazu gehören: der Brennersee, der Loppiosee (Bergsturzseen), der See von Silvaplana (Schuttkegelsee), der Achensee (Moränenstausee), der Lac Chambon, Auvergne (Lavastromsee). Sie haben meist eine geringe Lebensdauer, da sie kleiner sind und der Damm durch den überfließenden Wasserlauf in mehr oder weniger kurzer Zeit durchschnitten wird. Als Stauseen sind die Seen oberhalb der Kerkafälle in Dalmatien zu bezeichnen, die durch eine vom Flusse gebildete 40 m hohe Barriere von Kalktuff entstanden sind und deren einer 14 km lang ist (Fig. 379). Durch Nehrungen, Strandwälle und Dünensowie durch Korallenriffbauten können kleine Meeresteile abgeschnitten und durch Süßwasserzufluß teilweise (brackisch) oder ganz ausgesüßt werden (Abdämmungssee). Dazu gehören die Strandseen, Hafte, Limane, Lagunen, Deltaseen und die Atollseen. Abdämmungsseen entstehen auch an großen Landseen (z. B. am Kaspisee).

Durch Vertiefung des Untergrundes entstandene Becken nehmen die Austieflungsseen ein, wie die Kraterseen (Maare der Eifel, Lago di Nemi, Fig. 67), die Erosionsseen, deren wenig ausgedehnte und seichte Mulden durch die kolkende Bewegung fließenden Wassers gebildet worden sind, wie die kleinen, runden Sölle im Gebiete der norddeutschen Vereisung und manche rinnenartige Seen, die als alte Flussgerinne angesehen

werden. Lachen, die in dolinenartigen Vertiefungen liegen, gehören auch höher. In Karen der Hochgebirge liegen zahlreiche kleine Seen, wie die Meeraugen der Tatra und andere Hochalpenseen (Karseen). Sie werden auf Gletschererosion zurückgeführt. Das diluviale Inlandeis hat die Becken der großen nordamerikanischen Seen und der Ostsee geschaffen. Auch die zahlreichen Talseen und Randseen der Alpen haben großenteils ihre Ausgestaltung der Gletschererosion zu verdanken, worüber noch im nächsten Abschnitte zu reden sein wird. Teilweise sind sie aber, wie der Gardasee, tektonischer Anlage (Fig. 141). Wie wir sehen werden, kann der Wind in trockenem Klima abflußlose Wannen ausblasen, die Anlaß zu vorübergehender oder dauernder Seebildung werden können.



Fig. 319 Der durch Bergsturz 1838 entstandene Gyilkossee, Csiker Komitat, Ungarn
(phot. L. v. Lóczy)

Zahlreiche Seen verdanken ihre Entstehung Einbrüchen der Erdrinde, wie der Gardasee, der Plattensee, das Tote Meer, die Seen des afrikanischen Grabens, der Baikalsee u. a. Durch Umstürzung des Gefälles infolge Senkung der Alpen in der Eiszeit sollen die vom Gebirge auslaufenden großen Täler abflußlos geworden sein und Anlaß zur Ausbildung der Schweizer und oberitalienischen Randseen gegeben haben, die durch Gletscherschurf weiter ausgestaltet wurden. Dadurch zeigt sich an einigen Stellen ein Fallen der alten Talterrassen gegen das Gebirge (rückläufige Terrassen). Auch durch Auffaltung eines Gebirges können abflußlose Becken entstehen.

Einen eigenen Seetypus stellen die Reliktenseen dar, die durch Abschnürung von Meeresteilen vom Weltmeere hervorgehen. Dies geschieht durch Hebung eines trennenden Festlandsstreifens oder bei Sinken der Strandlinie durch eine zu Tage tretende Unterwasserschwelle. Auf diese Weise ist der Kaspisee samt dem Aralsee abgeschnitten worden und in der

jüngsten Tertiärzeit ist von dem großen Binnenmeere der Sarmatischen Stufe durch Hebung in den Transylvanischen Alpen das Pannonische Becken getrennt worden, dessen Spiegel sich bei dem weiteren Einschneiden des Abflusses im Eisernen Tore allmählich senkte. In echten Reliktseen finden sich stets noch Reste der marinen Fauna, Seehunde, Fische, Krustazeen, Mollusken, Medusen usw., die sich an das Leben im süßen Wasser angepaßt haben und als Reliktenfauna bezeichnet werden. Doch haben neuere Untersuchungen gezeigt, daß die Fauna allein nicht die Reliktnatur eines Sees bestimmen kann, da sich im Titicacasee, im Tanganika und anderen, die sicher niemals mit dem Meere in Verbindung gestanden haben, marine Formen finden, die auf andere Weise (etwa durch Transport des Laiches) dort sesshaft geworden sind.



Fig. 320 Strandterrassen am einstigen Bonneville-See, Utah, Nordamerika
(nach G. K. Gilbert)

Schaltseen, die bei einem Klimawechsel durch eine größere Verdunstung mehr Wasser verlieren, als sie durch Zufluß erhalten, werden abflußlos (Endseen). Ihr Wasserspiegel senkt sich dann so lange, bis die Verdunstung auf der eingeschränkten Oberfläche dem Zuflusse gleich ist, wobei Stillstände des Seespiegels als Strandterrassen zum Ausdrucke kommen. Gleiche Terrassen werden gebildet, wenn der Abfluß eines Sees intermittierend tiefer gelegt wird, was, wie wir gesehen haben, beim Pannonischen See im Pliozän der Fall gewesen ist (Fig. 279).

In regenreicher Klimaperiode kann der Spiegel eines Endsees steigen und höhere, jüngere Terrassen einschneiden oder aufschütten, was durch Verlegung des Ausflusses (Abdämmung) auch bei anderen Seen eintreten kann. Die aufgeschütteten Uferterrassen zeigen ähnliche Anlage wie die von Flüssen (Fig. 276, 277).

Das schönste Beispiel dieser Art hat der Große Salzsee in Utah geliefert, der einst bei einem um 300 m höheren Stande (heute 12 m tief)

eine elfmal größere Oberfläche besaß (Bonneville-See) und durch den Snake River entwässert war. Durch Verdunstung infolge Klimawechsels ist er nun zu einer seichten Pfanne abgedampft worden, wobei er an seinen Ufern die deutlichen Terrassen der mit dem Klima wechselnden Wasserstände bewahrt hat (Fig. 320).

Die geologische Wirkung der Brandung und der Strömungen in Seen ist ähnlich der des Meeres, nur meist viel geringer. Die von Flüssen herbeigeführten Sinkstoffe bilden Deltas und Nehrungen und füllen die kleineren Becken rasch aus. Es entsteht bei Talseen eine weite Talebene, die sich bei Stauseen als eine Talstufe, Dammstufe, ausprägt, in die der Fluß einschneidet und die ihn dann als horizontale Terrasse eine Strecke weit begleitet. Durch Einschneiden des Ausflusses können Seen gänzlich abfließen, doch ist dies nur bei Stauseen häufiger zu beobachten.

Das Wasser abflußloser Seen zeigt meist eine solche Anreicherung an gelösten Mineralstoffen, besonders Salzen, daß sie als Salzseen bezeichnet werden. Da sie von großer Bedeutung für die Bildung von chemischen Niederschlägen sind, sollen sie im Zusammenhang mit diesen behandelt werden.

4. Tätigkeit des Eises

Der Schnee

Unter gewöhnlichem Drucke gefriert Wasser bei 0° . Der atmosphärische Niederschlag gelangt daher bei genügend niederer Temperatur in gefrorenem Zustande auf die Erdoberfläche. Der kondensierte Wasserdampf der Atmosphäre kristallisiert dann hexagonal als Reif, Hagel, Graupen oder Schnee aus. Die ersten drei Formen gefrorenen Niederschlages sind von keiner Bedeutung für Veränderungen der Erdoberfläche. Nur der Schnee besitzt einen hervorragenden Rang unter den Umbildnern der Landformen. Nach der geographischen Breite und der Erhebung über den Meeresspiegel gibt es Gebiete, in denen nie Schnee fällt, andere, in denen der Niederschlag bald als Regen, bald als Schnee erfolgt und andere, in denen er stets in gefrorenem Zustande zur Erde kommt. Auf der gleichen Grundlage der geographischen Breite und der absoluten Höhe beruht die Umgrenzung der Gebiete „ewigen Schnees“ und „ewigen Winters“, der Schneeregion, in der die Wärme des Sommers in der Regel nicht ausreicht, den Schnee des letzten Winters zu schmelzen und die von der Schneelinie (Schneegrenze) eingeschlossen wird. Es ist dies also die Linie, bis zu der im Sommer die zusammenhängende Schneedecke zurückweicht. Sie wird die klimatische Schneelinie genannt und ist neben den beiden erwähnten Bedingungen von der Niederschlagsmenge, der vorherrschenden Windrichtung, der Neigung des Bodens und seiner Lage nach der Himmelsrichtung abhängig. Sie ist daher selbst in einem kleinen Gebiete wechselnd. Sie senkt sich vom Äquator gegen die Pole und zwar gegen den Südpol rascher, da die Sommertemperatur der südlichen Halbkugel geringer ist. Sie reicht in den Anden bis zirka 6120 m, im Kuenluen bis 6000 m, in der südlichen Himalajakette senkt sie sich auf 4600 m. Diese tiefere Lage im

Vergleiche zum nördlicheren Kuenluen ist auf die größere Niederschlagsmenge infolge der Seewinde zurückzuführen, während dort erfahrungsgemäß die mächtige, ungegliederte Hochlandsmasse und die überaus hohen Sommertemperaturen die Schneelinie in die Höhe rücken. Starke Unterschiede in der Sommer- und Wintertemperatur schieben die Schneelinie empor, gleichmäßiges Klima drückt sie herab. In den Alpen liegt sie auf der Südseite in 2700—3000 m, auf der Nordseite in 2500—2700 m, was neben der Lage nach den Himmelsrichtungen durch die warmen Südwinde bedingt wird. Sie scheint nirgends den Meeresspiegel zu erreichen, denn selbst an der nordsibirischen Küste, die zu den kältesten Gebieten der Erde gehört (mittlere Jahrestemperatur — 16°), sind Berge von etwa 600 m Höhe im Sommer von der Schneedecke befreit. In Franz-Josefs-Land und Grönland und auf dem antarktischen Festlande wird der Küstensaum im Sommer schneefrei (aper). In Franz-Josefs-Land liegt die Schneegrenze in etwa 40 bis 50 m über dem Meere. Ihre Lage ist also auf der ganzen Erdoberfläche von der absoluten Höhe abhängig, kein im Meeresniveau liegendes Gebiet ist mit Sicherheit als Region „ewigen“¹⁾ Schnees zu betrachten.

Innerhalb der Schneegrenze würden sich also die Schneemassen fortwährend anhäufen und die Alpen wären z. B. durch diesen Vorgang nach einer Berechnung seit dem Beginne der christlichen Zeitrechnung um etwa 1600 m erhöht worden, wenn keine Entfernung des Schnees in festem Zustande oder in flüssiger oder gasförmiger Form stattfände. Diese wird durch den Wind, durch Schmelzen und Verdunsten durch die Besonnung, warme Luft und Regen bewirkt. In fester Form erfolgt ein Abfluß des Schnees an steilen Gehängen stückweise und plötzlich durch Lawinen und in Terrainfurchen langsam und mit innerer Veränderung der Masse als Gletscher (Ferner). Der Schnee verliert unter dem eigenen Gewichte auf geneigten Abhängen seine Ruhelage und bewegt sich als Lawine abwärts. Die Bewegung ist rutschend, fließend und stürzend und findet auf gewohnten Lawinenbahnen (Lawinengängen) statt. Durch Lawinen werden Schneemassen zur Tiefe, besonders unter die Schneegrenze befördert, wo sie dann rascher abschmelzen. Man unterscheidet Staublawinen und Grundlawinen. Jene entstehen bei großer Kälte — also im Winter — in der Hochregion oder in den Polargegenden auch im Sommer durch neugefallenen, pulverigen, trockenen Schnee. Sie erheben sich wolkenartig und wirken mehr durch den Windstoß, der ihnen vorangeht, verheerend. Die Grundlawinen gehen bei plötzlicher Temperaturerhöhung, bei Tauwetter (Föhn, Frühjahr) ab. Der Schnee ist feucht, schwer, klebrig, er gleitet, fließt, rollt und verfestigt sich, zur Ruhe gekommen, durch Gefrieren. Die Luftbewegung, die dabei hervorgerufen wird, ist gering. Die Grundlawinen dringen weit in die Täler hinab, bringen Blöcke, Schutt, Bäume und Sticke der Bodendecke mit und wirken katastrophal verheerend, wenn sie die Stätten menschlicher Siedelung erreichen. Die Schneemassen einer Lawine sind oft sehr bedeutend. Sie erreichen 100.000, ja bis 1.000.000 m³.

¹⁾ Der Ausdruck „ewig“ ist nach dem Nachstehenden nur insofern anzuwenden, als man damit nicht bezeichnen will, daß der Schnee ewig derselbe bleibt, sondern nur, daß eine Stelle ewig mit Schnee bedeckt ist.

Zur Sicherung der Täler vor Lawinenstürzen werden gegenwärtig mannigfache Vorkehrungen getroffen, die der Hauptsache nach darin bestehen, an lawinengefährlichen Berghängen durch Anpflanzungen, Faschinen, niedere Bohlenwände (Schneeleisten) u. dgl. das Abgleiten des Schnees zu verhindern.

Der Schnee, der ober der Schneegrenze über Sommer liegen bleibt, häuft sich allmählich an und erfährt eine Veränderung seiner Struktur. Ausnahmsweise kann diese auch in wenigen Stunden vor sich gehen. Frisch gefallener Schnee ist eine Anhäufung von Eiskristallchen. Durch teilweises Schmelzen und Wiedergefrieren im Wechsel der Tageszeiten verwandelt er sich in ein Aggregat von kristallinischen Eiskörnern, die durch Eiszement verbunden werden, er wird graupenförmig, körnig (Firn). In den tieferen Lagen wird der Zement von den Kristallkernen aufgezehrt. Durch wiederholten Schneefall, Schmelzen und Wiedergefrieren der oberflächlichen Schicht und oft auch durch Staubanflug auf der Oberfläche tritt eine Schichtung ein. Durch diese Veränderungen büßt der Schnee seine lockere Beschaffenheit und viel an seinem Volumen ein, so daß die etwa 8 m mächtige Schneedecke, die alljährlich in den Hochalpen fällt, nur eine 1 m starke Schicht Firnes gibt. Seine tieferen Lagen werden durch Druck der auflastenden Massen in Eis verwandelt (Firneis), das porös und deshalb weiß und schaumig ist. Die oberflächliche Abschmelzung (Ablation) und Verdunstung verringern zwar diese Firnmasse um zirka 1 m im Jahre, aber es tritt doch dort, wo sie größere Mächtigkeit erreichen, besonders in Mulden und Kesseln (Firnmulden), eine Störung des Gleichgewichtszustandes ein, der durch die Gefallsverhältnisse bedingt ist. Unter dem Drucke der höher gelegenen Firnmasse werden die tieferen talabwärts gepreßt, das Eis tritt an der Schneelinie aus der Schneedecke hervor. Da der „ewige“ Schnee in Form des Firnes auf der gleich temperierten Unterlage des Eises eine weniger schwankende Grenze besitzt als auf dem Gesteine, hat man für diese den Begriff der Firnlinie eingeführt. Diese nimmt eine meist tiefere Lage ein, ist aber ebenfalls nicht konstant und schwankt in den Alpen um etwa 200 m.

Gletscher, ihre Natur, Einteilung und Bewegung

Das Eis dringt nun als zungenförmiger, geneigter Eisstrom, als Gletscher, dem Gefälle folgend, zu Tal und unter die Schneegrenze hinab. Die Ablation ist hier sehr beträchtlich (bis zu 6 m im Jahre) und auch von unten her schmilzt der Gletscher infolge der Wärme des Untergrundes, der Sickerwässer usw. ab. Über der Firnlinie liegt also ein Gebiet des Überwiegens des Schneefalles, der Zunahme der Eismasse (Nährgebiet), unterhalb des vorherrschenden Abschmelzens (Zehrgebiet, Gletscherzung, Gletscher schlechtweg, Fig. 321). Wie ein Strom fließt nun der Gletscher in seinem Bette, den Tiefenlinien folgend (Talgletscher — alpiner Typus — Gletscher I. Ordnung) dahin. Kleine Gletscher, die meist hoch innerhalb der Schneeregion in steilen Rinnen liegen und oft kein Firnfeld besitzen, sondern durch Lawinen gespeist werden, bezeichnet man als Hängegletscher (pyrenäischer Typus) oder Gletscher II. Ordnung. Unter den 1200 Gletschern der Alpen befinden sich 250 I. Ordnung.

Die Masse der Gletscher ist sehr schwankend, hauptsächlich abhängig vom Klima, der Schneezufuhr und der Höhe des Gebirges. Der größte Alpengletscher, der Aletschgletscher im Berner Oberlande, besitzt bei 24 km Gesamtlänge (16·5 km Eisstromlänge), eine Breite von 1800 m im Mittel. Seine Gesamtoberfläche (Firnfeld und Zunge) ist 129 km², sein Volumen 11 km³. Man könnte aus der Masse einen 250 m² im Querschnitte messenden Ring

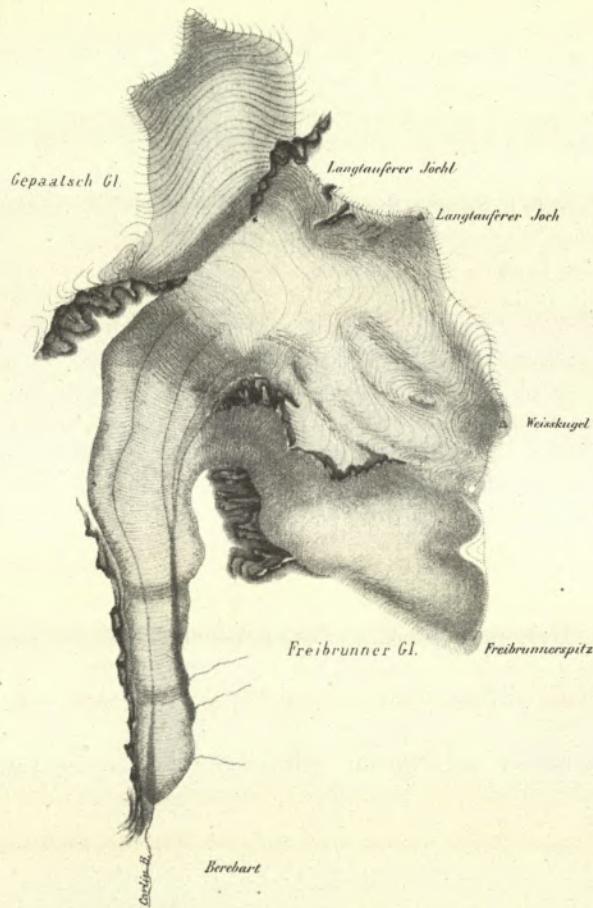


Fig. 321 Nähr- und Zehrgebiet des Langtauferer Gletschers, Tirol (nach K. v. Sonklar)

um die Erde legen. Der Pasterzengletscher, der größte der Ostalpen, besitzt 32 km², eine Gesamtlänge von 10·4 km und eine Breite von 400 bis 1200 m. Die Neigung des Eisstromes beträgt zirka 13°. Gletscher des Himalaja sind bis 60 km lang. Über die Dicke der Gletscher sind wir noch nicht genau unterrichtet. Bohrungen sind bisher mißglückt. Durch Beobachtung ist eine Tiefe von Spalten bis 260 m festgestellt worden. Aus der Talform kann man aber auf eine Mächtigkeit von ein paar hundert Metern (400—500 m) schließen. Wo sich Nachschub und Abschmelzung das Gleichgewicht halten, liegt das

Gletscherende. Hier ist die Eisdicke schon gering. Das Ende ist meist ein sehr steiler Abbruch, oft eine senkrechte Wand mit einer gewölbten Öffnung in der Mitte der Sohle, dem *Gletschertore*, aus dem der Gletscherbach tritt. In den Alpen reichen die Gletscher gegenwärtig nicht unter 1100 m, im Himalaja bis 3000 m hinab. In Britisch-Kolumbien senkt sich einer bereits unter 58° nördlicher Breite, in Chile unter $46^{\circ}50'$ südlicher Breite (also in der Breite der Alpen) bis zum Meerespiegel. Weiter polwärts reichen die Gletscher meist bis in das Meer.

Zwei oder mehr Gletscher können sich wie Flüsse vereinen und einen gemeinsamen Eisstrom bilden. Doch tritt nicht wie beim Wasser eine Mischung der Massen ein, sondern sie bewegen sich getrennt nebeneinander fort (Fig. 322). In seltenen Fällen ist beobachtet worden, daß sich ein Eisstrom über den anderen schiebt.

Hängegletscher können, besonders wenn sie über eine Felswand hinauswachsen, gewaltige Eismassen herabstürzen lassen, *Gletscherrutsche*, *Gletschersturz*, die aus Eis, mit Schnee und Steinen vermengt, bestehen und Millionen von Kubikmetern messen. Durch sie sowie durch den dabei entstehenden Winddruck werden große Verwüstungen in den Tälern verursacht. Oft werden diese verlegt, Bäche abgedämmt und gestaut. Dies führt bisweilen zu verheerenden Ausbrüchen von Stauseen, wie die Katastrophe im Dransetale (Wallis) von 1818. Unterhalb des Sturzes können sich die Eismassen zu einem *regenerierten Gletscher* wieder vereinen, der nicht im Zusammenhang mit der Firnregion steht.

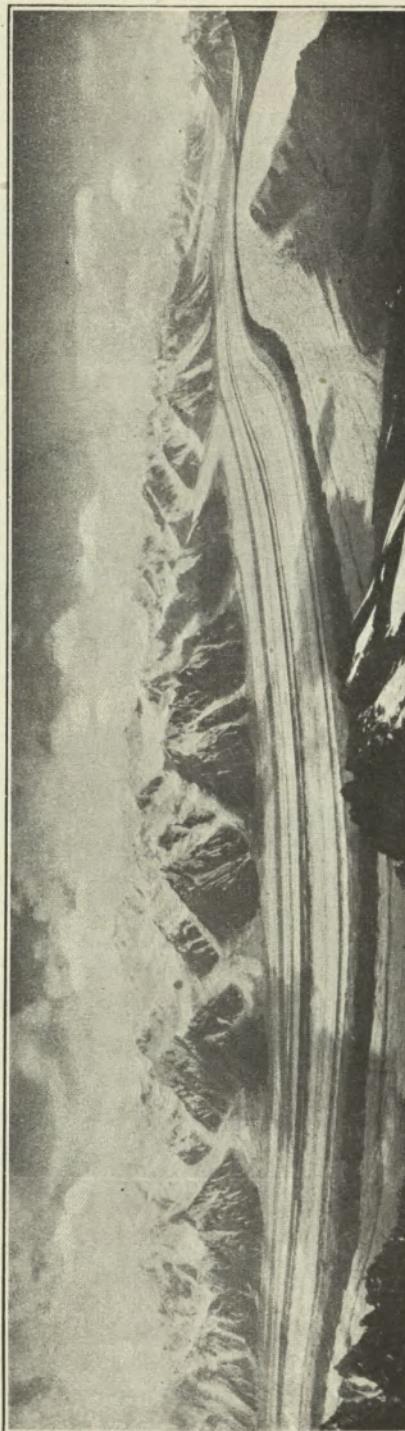


Fig. 322 Siachengletscher im Karakorum mit sieben Zufüssen und deutlichen Mittelmoränen (phot. W. Hunter Workman)

Für die Bewegung des Gletschers sind verschiedene Ansichten ausgesprochen worden und haben weite Verbreitung gefunden. Nach langem Herumtasten scheint man nun der Wahrheit mindestens nahe gekommen zu sein. Sicher ist, daß sie nur unter dem Einfluß der Schwere vor sich geht, gerade so wie die des Wassers in einem Flusse und zwar unter sonst gleichen Umständen nach verschiedenen Forschern zehntausendmal bis mehrere millionenmal langsamer. So soll ein Eisteilchen etwa 450 Jahre benötigen, um vom Gipfel der Jungfrau bis zum Ende des Aletschgletschers (Weglänge 24 km) zu gelangen. Die Geschwindigkeit eines Gletschers wächst mit der Neigung des Bettes, der Firnzufuhr und seiner Masse und schwankt in weiten Grenzen. Bei einigen Gletschern, wie beim Vernagtgletscher, ist die Geschwindigkeit sehr groß, da das Nährgebiet sehr ausgedehnt ist und der Abfluß durch eine enge Rinne erfolgt. Die Bewegung beginnt schon bei einer Neigung von 1'. Auch die Tages- und Jahreszeiten haben einen Einfluß. Es ist beobachtet worden, daß sich die Geschwindigkeit des Sommers zu der des Winters wie 100: 75 bis 100: 22 verhält. Andere Forscher leugnen jeden Unterschied. Die Bewegung ist im allgemeinen überaus langsam. So beträgt die im Tage zurückgelegte Weglänge bei dem Pasterzengletscher 6 – 43 cm, andere Gletscher der Alpen und die Skandinaviens bewegen sich rascher. Im Himalaja sind tägliche Weglängen von 3·7 m und darüber bekannt. An der Westküste Grönlands erreichen sie 32 m, so daß man die Bewegung mit den Augen verfolgen kann. Aus zahlreichen Messungen ergibt sich, daß die größeren Alpengletscher 40 – 100 m im Jahre zurücklegen.

Diese lineare Bewegung setzt eine im allgemeinen einseitige Neigung des Bettes voraus. Das Gletschereis zeigt Ähnlichkeit mit einer zäflüssigen (viskosen) Masse. Durch Druck wird seine Schmelztemperatur herabgedrückt; es geht deshalb auch im Winter bei einer Temperatur unter dem Nullpunkte im Innern des Gletschers Schmelzung vor sich. Sobald aber das Wasser in Spalten und Höhlungen des Eises ausgewichen ist und der Druck nachläßt, tritt Wiedergefrieren ein. Dieser Vorgang, die Regelation (Wiedergefrieren) des Eises, ist die Grundlage für die Regelationstheorie der Gletscherbewegung (Tyndall). Durch den Druck wird die Eismasse fortwährend von feinen Rissen durchsetzt, die aber durch das gefrierende Wasser ausgeheilt werden. Durch diesen Vorgang erlangt die ganze Masse eine große scheinbare Plastizität. Sie weicht daher einem einseitigen Drucke aus und fließt nach der Richtung geringeren Druckes. Ein Eisstrom ist daher auch teilweise unabhängig von den Gefällsverhältnissen des Untergrundes, er bewegt sich nach der Neigung der Schwerpunktlinie und kann also seichte Becken durchfließen. Neben der Regelation spielt die Translation eine Rolle, die darin besteht, daß die einzelnen Körner aus zahlreichen biegsamen Blättchen bestehen, die durch Druck in ihrer Ebene verschoben werden können, wodurch eine Plastizität der Eismassen bewirkt wird.

Die Korngröße des Gletschereises wächst mit der Zeit, also mit der Länge des zurückgelegten Weges. Sie ist in der Hochregion nur etwa erbsengroß, nimmt aber weiter zu und erreicht Ei-, ja Faustgröße bei einem Gewichte des Kornes bis über 100 g. Diese Vergrößerung erfolgt durch das Aufzehren der kleineren Körner durch die größeren. Bei der Umwand-

lung des Firnes in Eis geht eine weitere Volumsverminderung, eine Zunahme der Dichte durch Auspressen der in den Poren enthaltenen Luft vor sich. 1 kg Firn besitzt etwa 64 cm^3 , weißes Gletschereis nur etwa 15 cm^3 Luft und der Gehalt sinkt noch bei blauem Gletschereise. Die Farbe des Gletschereises ist nämlich oberhalb der Firnlinie infolge der Luftbläschen milchigweiß und es ist



Fig. 323 Moränen und Ogiven auf der Mer de glace (nach E. Spelterini)

schwammig, gegen unten wird es durch Verschwinden der Poren grünlichblau und durchscheinend. Im Verlaufe des Dahinfließens nimmt es eine Paralleltextur an, eine Bänderung infolge Zerlegung in schmale, auskeilende Blätter von härterem blauen und weicherem helleren Eis (Blau bänderstruktur). Diese verläuft besonders in der Mitte des Gletschers in der Bewegungsrichtung, an den Rändern schräg talwärts gegen die Gletschermitte gerichtet und in Hohlknien des Bettes, wo der Druck überaus stark wird, quer zur Druckrichtung. Infolge der größeren Geschwindigkeit in der Mitte und des Auseinanderdrängens der Eismassen krümmen sich diese Bänder talwärts. Dabei treten die härteren, blauen Lagen infolge der oberflächlichen Abschmelzung erhaben hervor und geben durch

Ablagerung feinen Verwitterungsstaubes Anlaß zur Bildung von Schmutzstreifen (Ogiven). Die ursprünglich geradlinig quer verlaufenden Ogiven sind also in ihrer weiteren Entwicklung gekrümmmt. Bei Vereinigung mehrerer Eisströme bleiben sie getrennt und bilden festonartige Streifen (Fig. 323). Die Blaubänderstruktur ist also eine Fluidalstruktur. Manche Forscher vermuten, daß sie durch Faltung der in der höheren Gletscherregion bestehenden horizontalen Schichten durch den seitlichen Druck hervorgerufen wird. Da sie aber auch in regenerierten Gletschern, die aus Eislawinen zusammengeschweißt sind, auftritt, dürfte es sich wirklich nur um eine Druckschieferung handeln.

Die Ogiven und direkte Beobachtung an Reihen quer über einen Gletscher eingerammter Pfähle haben erwiesen, daß sich die Mitte eines Gletschers rascher bewegt als die randlichen Partien, die durch die Reibung gehemmt werden und ebenso die Oberfläche schneller als die tieferen Lagen. Darauf ist außer auf die größere Ablation an den Rändern auch die Erscheinung zurückzuführen, daß sich die Oberfläche des Eises in der Mitte über den Rand erhebt und zwar ist ein Betrag von 60 m beobachtet worden.

Das Gletscherende ist selten stationär, sondern rückt bei größerer Geschwindigkeit, d. i. stärkerem Nachschube vor (Gletschervorstoß), bei vorwiegendem Abschmelzen zieht es sich zurück (Gletscherrückzug). Perioden großer Niederschlagsmenge, besonders ein feuchteres, kühleres Klima bewirken daher ein Überwiegen des Vorrückens über das Abschmelzen, eine Zeit trockeneren, wärmeren Klimas vorherrschende Abschmelzung. Diese Schwankungen gehen bei allen Gletschern der Erde ziemlich gleichzeitig vor sich, so daß sie auf eine gemeinsame Ursache deuten. Empirisch ist durch Richter, der die Geschichte der Alpengletscher bis in das siebzehnte Jahrhundert zurück verfolgte, eine durchschnittlich 35jährige Periode ermittelt worden, die mit Klimaschwankungen im Zusammenhange stehen soll. Die Vorstöße erfolgen viel rascher als die Rückzüge und zwar beträgt ihre Zeitspanne nur etwa ein Drittel dieser. Bei dem letzten Gletscherrückzuge ist dessen jährlicher Betrag in einem Falle mit 34 m festgestellt worden. Beim Pasterzengletscher ergab sich ein jährlicher Volumsverlust von 6,810.000 m³. Während einer ganzen Rückzugsperiode verliert ein Gletscher ein paar hundert, ein anderer ebenso viele tausend Meter seiner Länge. Der Betrag ist von den Niederschlagsverhältnissen im Nährgebiete abhängig. Je rascher der Vorstoß erfolgt, um so mehr kann das Gletscherende der Abschmelzung Widerstand leisten. Die vorgeschobenen Eismassen betragen bei den Alpengletschern viele Millionen Kubikmeter, bei den Riesengletschern Alaskas mehrere Kubikkilometer. Gehängegletscher können in der Zeit eines Gletscherrückzuges vollständig verschwinden. Die Gletscherschwankungen geben uns die Möglichkeit, die Einwirkung des Gletschers auf seinen Untergrund zu beobachten. Bei einem Vorstoß sperren Gletscher oft Wasserläufe ab und stauen Seen auf, wie der Vernagtferner in der Ötztaler Gruppe die Rofener Ache zu einem 1500 m langen, 300 m breiten und zirka 100 m tiefen See von etwa 45.000.000 m³ Inhalt abgedämmt hat, der sich in verheerenden Ausbrüchen entleerte. Wiederholt wurde das Martelltal in Südtirol durch das Stauen des Gletscherbaches des Langenferners durch den Zufallferner und die folgenden Ausbrüche vermut.

Eine ganz einzigartige Ursache eines Gletschervorstoßes ist in der Yakutatbay in Alaska beobachtet worden, wo sich spät im Jahre 1906 oder 1907 ein auffällig rascher, aber nur kurze Zeit andauernder Vorstoß der im Stillstande oder im Rückzuge befindlichen Eisströme vollzog. Er wird auf eine plötzliche, große Schneezufuhr zu den Firnmulden infolge von Lawinen zurückgeführt, die durch wochenlange heftige Erderschütterungen im September 1906 losgelöst worden sind. Der vergrößerte Druck und wohl auch die Erschütterung bewirkten eine gesteigerte Viskosität des Eises, infolge deren die Gletscher rascher flossen. Wie die Welle einer Hochflut bewegte sich eine durch Überlastung entstandene Zone stärkeren Druckes schneller als die Eismassen zu Tal und bewirkte z. B. beim Hiddenglacier im Laufe weniger Monate das Vorrücken einer $1-2 \text{ km}^3$ betragenden Masse um mehr als 3 km , worauf wieder sehr rasch normale Verhältnisse eintraten. Dadurch ist ein neuer Faktor in die Lehre von den Gletscherbewegungen eingeführt worden, der vielleicht bei manchen bisher unerklärten raschen Vorstößen die Ursache gewesen sein mag.

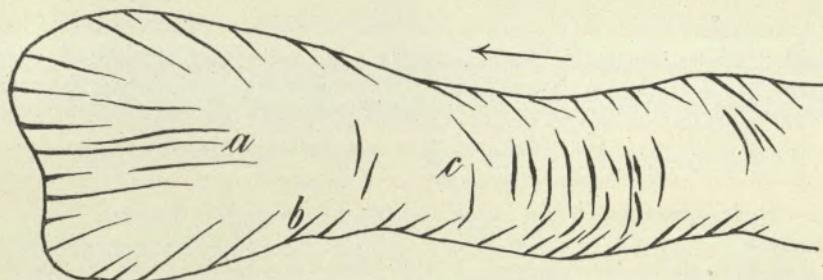


Fig. 324 a Längsspalten, b Randspalten, c Querspalten im Gletscher

Das Gletschereis ist plastisch auf Druck, verhält sich aber gegen Zug sehr spröde. Es schmiegt sich deshalb in sein Bett und paßt sich dessen Krümmungen und bei Übergang von einem stärkeren Gefälle in ein geringeres der Neigung des Bodens an. Da sich die randlichen Partien der Gletscher langsamer bewegen, entstehen talwärts bogenförmig gekrümmte Zugkurven, die Eismasse zerreißt und es bilden sich Randspalten, die unter einem Winkel von etwa 45° vom Rande aus schief gegen die Mitte nach aufwärts verlaufen (Fig. 324). Am Rande und an der Oberfläche klaffen sie am weitesten und schließen sich gegen die Mitte und die Tiefe. Infolge der größeren Geschwindigkeit in der Mitte werden sie um den Endpunkt am Gletscherrande gedreht und dabei immer wieder geschlossen, wobei neue entstehen. Randspalten sind eine allen Gletschern eigene Erscheinung. Die Eiszunge ist meist von dem Firngebiete durch tiefe, breite Spalten, den Bergschrund, getrennt. Wo ein kleineres Gefälle in ein stärkeres übergeht, also an einer Terrainstufe, trennt sich die Eismasse, die nun rascher dahinfließt, von dem oberen Teile des Gletschers. Es entstehen quer zur Bewegungsrichtung verlaufende Spalten (Querspalten), die sich bei der Plastizität des Eises schließen, wenn der untere Teil des Gletschers wieder eine gleichmäßige Bewegung annimmt. Sie verbinden sich mit

den Randspalten zu aufwärts gekrümmten Spaltensystemen. Geht ein Gefalle plötzlich in einen Absturz über oder ist das Gehänge, an dem ein Gletscher herabkommt, sehr steil, entsteht ein Trittmüllerwerk von unregelmäßigen Eismassen (Gletscherbruch, bei völliger Trennung Gletschersturz, -fall, mit Eis- oder Gletscherlawinen), die sich durch Regelation wieder verfestigen und einen regenerierten Gletscher bilden können. Kreuzen sich Rand und Querspalten, so bilden sie bizarre, blockförmige Eisformen, Nadeln, Zacken u. dgl. (Serae).

Wenn ein Eisstrom aus einer Talenge an eine weitere Stelle gelangt, kann sich die Eismasse nicht so rasch dem neuen Untergrunde anpassen, sie weicht mit dem eigenen Gewichte seitwärts aus, es entstehen fächerförmige Spaltensysteme, besonders Längsspalten. Am Gletscherende, wo stets eine Ausbreitung der schwindenden Eiszunge erfolgt, bilden sich dadurch radiale Spalten.

Die Arbeit der Gletscher

Die Arbeit, die die Gletscher auf der Erdoberfläche leisten, ist zweifach. Sie greifen den Untergrund an, transportieren und lagern ab. Sie wirken also zerstörend und aufbauend. Daß die Gletscher erodieren (Exaration, Auspflügen, Gletscherschurf), ist eine heute allgemein anerkannte Tatsache, nur über die Art und Weise und den Betrag dieser Abtragung gehen die Meinungen auseinander. Die Gletscher greifen durch die Bewegung ihrer Masse die Talwände und besonders die Talsohle an. Diese Arbeit wird durch die mitgeführten Gebirgsschuttmassen gefördert. Sie runden Vorsprünge ab und schleifen sie zu flachen, länglichen Buckeln, die an der Stoßseite wohl geglättet sind, während dies auf der in der Bewegungsrichtung liegenden (Lee-)Seite nicht so stark der Fall ist. Aus diesen Rundhöckern kann man die Bewegungsrichtung einstiger Gletscher erkennen. Fragmente und Blöcke können durch Gletscher wohl abgepreßt oder ausgebrochen werden (splitternde Erosion), wodurch die Glättung des Bettes vorbereitet wird. Über den Betrag der ausschleifenden Wirkung am festen Felsen sind wir noch ununterrichtet. Sie ist sicher sehr gering und nimmt nur durch die lange Dauer des Vorganges beträchtlichere Maße an. Aus der dabei gewonnenen Schuttmenge hat man die jährliche Ausschürfung zu berechnen gesucht, doch ist der Betrag von 4 bis 5 cm sicher viel zu hoch und die Methode zu ungenau, als daß sie uns einen sicheren Maßstab liefern könnte. Dieser könnte erst durch Beobachtung während des nächsten Vorstoßes gewonnen werden, zu welchem Zwecke man vor Gletscherenden genau gemessene Löcher senkrecht in den Felsboden angelegt und mit einer farbigen Masse gefüllt hat, so daß man einstmals beim nächsten Rückzuge den Betrag der Abtragung wird feststellen können. Er ist begreiflicherweise von der Widerstandskraft des Gesteins abhängig.

Der Vatnajökul in Island soll seinen Untergrund jährlich um 647 Mikrons, der Jostedalsbrae in Norwegen um 79 μ , der Aargletscher um 327 μ abtragen, wobei der Moränentransport nicht gerechnet wird. Aus einer Innenmoräne am Hintereisferner ist eine jährliche Abtragung von 27 μ berechnet worden. Berggletscher dürften also im Jahre bis zu 700 μ und darüber ausschürfen.

Daß die Gletscher den Tälern, in denen sie herabströmen, infolge der mehr flächenhaft wirkenden Abtragung einen ganz charakteristischen Querschnitt mit steilen Wänden und flacher Talsohle (Trog tal, U-Tal), wegen der Ähnlichkeit des Querschnittes mit diesem Buchstaben) aufprägen (Fig. 325), ist sicher, wenn auch sehr gewiegte Gletscherkenner das Bestehen solcher U-Täler leugnen und erklären, daß deren unterer Bogen durch Schutthalden geschaffen wird. Sie vertreten im Gegenteile die Ansicht, daß das Eis die Talformen vor der Erosion durch das Wasser bewahre. Unzwei-



Fig. 325 Das Lauterbrunnental in der Schweiz, U-Tal mit Hängetälern, aus denen sich Wasserfälle in das Haupttal ergießen. Man beachte die deutliche „Schulter“ an beiden Talwänden (nach einer käuflichen Photographie).

felhaft viel kräftiger wird der Untergrund eines Gletschers durch die Frostwirkung angegriffen, die die Schmelzwässer austreiben. Diese dringen in die feinen Risse und Spalten des Gesteins ein und gefrieren dort bei nachlassendem Drucke, wobei sie es in Trümmer zersprengen, die die Talsohle bedecken. Wenn man die kräftige Wirkung dieses Spaltenfrostes in der Hochregion kennt, wird man sich klar werden, welche Bedeutung diesem Vorgange bei der Austiefung der Gletscherbetten zukommt. Ebenso wirkt der Gletscher kräftig schürfend, wenn sein Ende bei einem Vorstoße über Verwitterungsschutt und die Vegetationsdecke hinweggeht. Er wühlt sie auf und schiebt sie in einem Stirnwalle vor sich her. Es treten dabei untergeordnete Faltungen und Überschiebungen ein.

Eine weit größere Bedeutung besitzen die Gletscher als Transportmittel. Die durch die Verwitterung auf den Hochkämmen und an den Seiten des Gletschertales gelockerten Schuttmassen stürzen zur Tiefe, gelangen in den Bereich der Gletscherbewegung und werden talwärts transportiert. Weit größere Felsmassen als durch die Stoßkraft des Wassers können auf dem Rücken der Gletscher weiterbefördert werden. Bis über 3000 m^3 messende Blöcke sind auf dem Transporte beobachtet worden. Die von einem Punkte der Felswände durch eine Schlagrinne herabstürzenden Trümmer gelangen nun nicht immer an dieselbe Stelle der Gletscheroberfläche, wo sie sich anhäufen könnten, da sich das Eis fortbewegt. Sie werden daher an den Seiten der Gletscher in langen Schuttwällen aufgehäuft (Fig. 323, 326) und reichen schließlich von der Firnmulde bis zum Gletscherende, wo sie, da das Eis unter ihnen wegschmilzt, auf der Talsohle abgelagert werden. Diese Schuttwälle werden als Seitenmoränen bezeichnet. Sie werden meist talwärts mächtiger, da immer neues Material dazu kommt. Auch wird in der Schneem

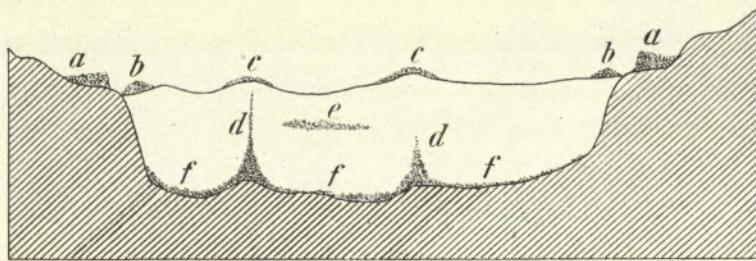


Fig. 326 Querschnitt durch einen Gletscher, *a* Ufermoräne, *b* Seitenmoräne, *c* Mittelmoräne, *d* Scheide(Einschärfungs-)moräne, *e* Innenmoräne, *f* Grundmoräne

region der Schutt von jungen Schneelagen verdeckt und tritt erst in tieferem Niveau zu Tage. Oftmals wird der von den Seitenwänden herabstürzende Schutt von den Rändern des Gletschers aufgehalten und bildet einen Trümmerwall auf der Talseite, die Ufermoräne. Sie wird besonders bei zurückweichendem Gletscher aus den Seitenmoränen abgelagert und von dem wachsenden Gletscher seitwärts gedrängt. Die Ufermoräne ist also im allgemeinen eine vom Eise zurückgelassene, gehäufte Seitenmoräne. Diese erreicht 10—20 m Höhe, jene aber in manchen Fällen bis 100 m. Seitenmoränen besitzen meist einen Eiskern, der durch den Schutt vor der Ablation bewahrt geblieben ist und wallartig aufragt, während Ufermoränen ganz aus Schutt bestehen. Sie besitzen nach der Außenseite eine Böschung von 30 bis 40° , oben eine scharfe Kante und sind auch gegen den Gletscher steil geböscht. Die Außenseite ist, wenn sie einige Jahre alt ist, oft schon von Vegetation bedeckt, die innere Seite zeigt frischen Abbruch.

Wo zwei Eisströme zusammenfließen, vereint sich die rechte Seitenmoräne des linken Zuflusses und die linke des rechten zu einer Mittelmoräne, Gufferlinie (Fig. 322, 323, 326). Diese sind Trümmerlinien oder -streifen oder auch gewaltige Wälle, die parallel der Bewegungsrichtung des Eises scharf begrenzt hinziehen. Nach ihrer Entstehung beginnen sie meist an einem Berggrate, an dem sich die Seitengletscher vereinen.

Der von einem solchen Felsvorsprunge stammende Verwitterungsschutt kann auch selbst eine Mittelmoräne bilden, die aber meist schwächer sein wird. Oft sind die Moränen in der Firnmulde unter Schnee und Firn begraben und kommen erst durch Abschmelzung zu Tage. Zwei Gletscher geben eine Mittelmoräne und jeder Seitengletscher flügt eine weitere dazu. Wird der Gletscher breiter, verbreitern sich auch die Moränen. In der Mittelmoräne liegt meist ein Eiswall unter einer wechselnd starken Schuttsschicht. Ihre seitliche Böschung beträgt etwa 20° , die Höhe erreicht am Unteraargletscher 42 m, die Breite am unteren Ende über 200 m. Das nach der Zufuhrregion verschiedene Material bleibt streifenartig gesondert. Bei einem Gletschersturze verschwindet die Moräne in den Querspalten. Da diese aber nicht bis auf den Grund reichen, tritt sie unterhalb des Gefälleknees, weniger scharf begrenzt, durch Ablation wieder zu Tage. Ihr Material wird von feinem Schlamme, Sand und eckigen und scharfkantigen Trümmern gebildet. Bisweilen ist die Moräne so breit, daß der Gletscher von einer Schuttdecke bedeckt erscheint. Durch Ablation treten die im Eise eingestreuten Blöcke

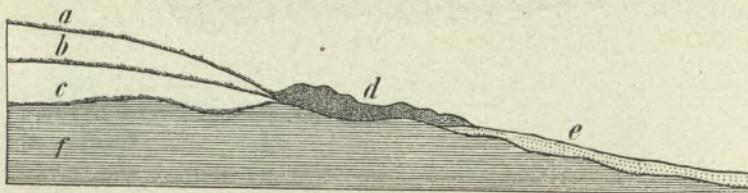


Fig. 327 Längsschnitt durch einen Gletscher, *a* Oberflächenmoräne, *b* Innenmoräne, *c* Grundmoräne, *d* Stirn-, Endmoräne, *e* Sandr, *f* Grundgebirge

hervor und können, wenn sie eine schichtförmige Innenmoräne zusammengesetzt haben, ebenfalls eine Decke bilden (Ablationsmoräne). Die auf der Oberfläche schütter gesäten, kleineren Blöcke sinken durch stärkere Wärmeaufnahme im Eise ein und dieses erscheint siebartig (Siebmoräne).

Zwischen der Felsfläche und der Eissohle liegt eine dünne Schicht von feinem Schlamm und Sand, in der zahllose Geschiebe eingebettet sind. Es ist dies die Grundmoräne (Fig. 326, 327). Das Material stammt von dem Untergrunde, den der Gletscher abscheuert oder ist von der Oberfläche durch Spalten, besonders die Randspalten, hinabgelangt. Sie ist von der Masse des Gletschers zuweilen schwer zu trennen, da dessen Sohle oft eine Trümmeranhäufung mit Eis als Bindemittel darstellt (Sohlenmoräne). Die Trümmer werden durch die unter hohem Drucke (bei den Alpengletschern 2–4 Tonnen auf den Quadratdezimeter) vor sich gehende Bewegung geglättet, an den Kanten und Ecken abgeschliffen und zeigen im Gegensatze zu Flußgeröllen und -geschieben 1–3 mehr minder ebene Flächen (Facettengeschiebe). Der Schlamm (Geschiebelehm, Geschiebemergel) dient dabei als Poliermittel und die Scheuersteine, die oft im Eise eingebettet sind, erhalten dadurch eine Politur. Aber auch der Untergrund wird dabei abgerieben und geglättet (Gletscherschliff). Der Gletscher wirkt also als riesiger Schleifapparat. Durch scharfe Ecken oder Gesteinskörner werden Geschiebe und Felsflächen geritzt (geschrammt).

Diese Schrammen sind je nach der Härte des Gesteins verschieden stark, meist 1—2 mm breit und oft bis 10 m weit zu verfolgen. Besonders härtere Gesteine zeigen den Schliff und die Schrammen sehr deutlich. Grobkörnige, unhomogene Gesteine, z. B. grobe Sandsteine, Konglomerate, erhalten sie nicht



Fig. 328 Gekritztes Geschiebe



Fig. 329 Anstehender diluvialer Gletscherschliff

so scharf, sondern sind uneben gerundet und rauh gefurcht. Die Geschiebe zeigen die Kritze unter einem spitzen Winkel sich kreuzend, die Felswände mehr parallel (Fig. 328, 329). Die Grundmoräne wird vom Eise weitergeschoben, ausgeschüttet und von den unter dem Gletscher fließenden Wässern weggewaschen. Größere Blöcke fehlen fast gänzlich, vermutlich werden sie zerdrückt. Das Steinsmaterial bleibt ziemlich gesondert und wird erst durch die Gletscherbäche

vermischt. Durch Anhäufung von Geschiebelehm entstehen schildförmig gewölbte, mehr oder weniger langgezogene Erhebungen, die als Drumlins bezeichnet werden. Dem feinen Schlamme der Grundmoräne ist die milchig-weiße Farbe des Gletscherwassers (Gletschertrübe) zuzuschreiben.

Wo sich das Material der Oberflächen- und der Grundmoräne infolge Schwindens des Eises mengt, entsteht die Endmoräne (Stirnwall) rings um das untere Ende des Gletschers, meist diesem entsprechend konvex talwärts gekrümmmt. Sie erreicht bis 100 m Höhe. Seitwärts schließt sie sich an die Seitenmoränen an und wird vom Gletscherbache durchbrochen (Fig. 327). Durch Vereinigung von Gletschern werden die Geschiebemassen, die bis dahin in und unter dem Eise an den Flanken der Gletscherarme fortbewegt wurden, aufgepreßt und bilden senkrecht stehende Innenmoränen (Einscharungsmoränen) von kantengerundetem Schutte. Wenn diese durch Ablation an die Oberfläche treten, bilden sie Mittelmoränen (Fig. 326).

Eine eingehende Einteilung der Moränen hat v. Böhm durchgeführt. Er unterscheidet: 1. Wandermoränen, die durch die fortschreitende Bewegung des Eises gebildet werden: a) Oberflächenmoränen (Seiten-, Mittel-, Deck-, Siebmoräne), b) Grundmoränen, c) Innenmoränen (Sohlenmoräne, Einscharungs-, Ablationsmoräne), 2. Stapelmoränen, die vom verharrenden Gletscher durch Zufuhr von Material durch Ausschürfung und durch Aufschüttung gebildet werden: a) Ufermoränen, b) Stirnmoräne, 3. Schwundmoränen, die beim Gletscherrückzuge aus ausgebreitem Schutte geschaffen werden: a) Schwundmoränenhalde (Haldenmoräne), die beim Schwinden an den Seiten, b) Schwundmoränenfeld (Feldmoräne), das beim Schwinden am Gletscherende entsteht.

Durch die fortschreitende Ablation der Oberfläche gelangen im Innern des Eises befindliche Gesteinstrümmer in tieferem Niveau an die Oberfläche. Hoch oben am Gletscher in Spalten gefallene Gegenstände treten im Tale beim Gletscherende wieder ans Licht. Man hat diesen Vorgang früher als Ausstoßung von Fremdkörpern, als Selbstreinigung der Gletscher bezeichnet. Während kleine Körper, besonders feiner Schutt, die auf den Gletscherrückten gelangen, infolge der stärkeren Absorption der Sonnenwärme einsinken, schützen größere Blöcke die darunter befindliche Eismasse vor dem Abschmelzen und sie treten auf einem Eissockel aus der Oberfläche hervor (Gletschertische). Später wird dieser besonders auf der nach Süden gekehrten Seite abgeschmolzen und fällt um.

Aus den früheren Ausführungen geht hervor, daß Gletscher (sogenanntes erratisches) Gesteinsmaterial auch bergauf und über Senken des Terrains hinweg transportieren können, woraus sich das Auftreten von solchen Blöcken auf Berg Rücken erklärt, die von deren Herkunftsorte durch eine Niederung getrennt sind. Dies ist besonders im Bereiche der diluvialen Vereisung der Alpen beobachtet worden. (Siche unten!)

Das Schmelzwasser des Eises bildet auf der Oberfläche des Gletschers Wasserfäden, oft ganze Bäche, die in die Spalten stürzen, diese auskolken und den Untergrund besonders mit Hilfe von Scheuersteinen angreifen. Es bilden sich Strudellöcher (Riesentöpfe) an der Stelle

einer solchen Gletschermühle, die bis 10 m Tiefe erreichen und an der schraubenförmig ausgescheuerten Wand deutlich die wirbelförmige Bewegung der Blöcke erkennen lassen, die man auf ihrem Grunde findet. Mit der Bewegung des Gletschers rücken auch die Spalten vor und schließen sich wieder, aber die erodierende Kraft des Wasserfalles muß die Gletschermühle wohl durch längere Zeit an einem Punkte wirken lassen, um die Erosionserscheinungen erzeugen zu können, die man nach dem Rückzuge der Gletscher beobachten kann. Solche Riesentöpfe sind an vielen Punkten in den Alpen bekannt. Die des Gletschergartens von Luzern gehören zu den schönsten; auch im Gasteiner Tale und bei Nago im Sarcatale in Südtirol finden sich bemerkenswerte Beispiele (Fig. 330). Das Schmelzwasser bewegt sich in subglazialen Kanälen talwärts und schafft weite, grottenartige Gänge,



Fig. 330 Gletschermühle mit Mühlsteinen bei Nago, Südtirol
(nach einer Aufnahme der Photoglob Co., Zürich)

in denen man große Strecken unter dem Eise zurücklegen kann. Die größten ihrer Art sind wohl die des Malaspinagletschers in Alaska, die einem weitverzweigten Flussysteme angehören. Der Gletscherbach tritt durch das Gletschertor zu Tage. Sein Wasser ist durch feinen Schlamm milchig getrübt. Im Kalkgebirge führt er fein geschlämmten Kalkschlamm, der als Bergkreide, Gletscherkreide, Bergmilch abgesetzt wird. Der Sand und Schlamm des Baches wird vor der Endmoräne als flacher Schuttkegel (Sandr, Fig. 327) abgelagert. Es ist dies also hauptsächlich umgeschwemmtes Material der Grundmoräne, eine fluvioglaziale Bildung. Die Gletscherbäche fließen auch im Winter wegen der fortschreitenden Abschmelzung im Innern der Eismasse, doch ist die Wassermenge im Hochsommer vielfach größer und auch die Tageszeiten machen sich sehr stark in der Wasserführung bemerkbar. Sie führen bis zu 2374 g Sinkstoffe in 1 m³ Wasser. Oft sammeln sich Schmelzwässer in Hohlräumen (Taschen) des Gletschers und brechen plötzlich aus, wobei sie Katastrophen herbeiführen können.

Gletschertypen

Wir haben einen Typus von Gletschern kennen gelernt, der in den Alpen, dem Kaukasus, Himalaja, den Anden, den neuseeländischen Alpen und anderen Faltengebirgen der Erde von alpinem Baue sowie in vulkanischen Gebirgen auftritt. Es ist dies der *alpine Typus*. Er ist gekennzeichnet durch Firnmulden, die durch scharfe Kämme geschieden sind und lange, zungenförmige Eisströme. Abweichend ist eine Form, die in den breiten, plateauartigen Gebirgsmassen Norwegens, in Spitzbergen, Nowaja Semlja, Island und vor allem in Grönland verbreitet ist, die große gemeinsame Firnfelder von tafelförmiger Gestalt aufweist, von denen die Gletscher nach



Fig. 331 Das grönlandische Inlandeis mit Nunataker (nach A. E. von Nordenskjöld)

verschiedenen Richtungen als kurze, breite Ströme zu Tal fließen (*norwegischer Typus, Inlandeis*, Fig. 331). Der Unterschied zwischen beiden liegt darin, daß sich die alpinen Gletscher der Unterlage anpassen, das Inlandeis aber sie gewissermaßen überschwemmt und alle Reliefunterschiede ausgleicht. Dies ist in der weitaus größeren Schneemasse begründet und wir können uns vorstellen, daß manche Gebirge, die heute alpine Gletscher besitzen, zur Eiszeit von Inlandeis bedeckt gewesen sind.

Eine Zwischenstellung zwischen beiden Typen nehmen die *Zwillingsgletscher* ein, bei denen aus einem Firnfelde Gletscher in verschiedener Richtung ausströmen. Eines der schönsten Beispiele dafür ist der Mt. Tahoma (Mt. Rainier) in den Cascades, von dessen Schneedom durch Verzweigung 13 große Eisströme ausstrahlen (Fig. 332).

Eine neue Gletscherform hat Alaska kennen gelehrt. Von dem mächtigen Vulkanmassive des Mt. Elias (18.024 Fuß) ziehen sich gewaltige alpine Gletscher gegen Süden herab, die sich am Fuße des Berges zu einer bis

an das Meer reichenden Eisfläche (Vorlandgletscher, Piedmont-gletscher) vereinen. Der größte unter ihnen ist der Malaspina-gletscher, dessen Oberfläche bei einer Länge von 25 englischen Meilen 70 Meilen breit ist und eine Fläche von 1500 englischen Quadratmeilen (3800 km^2) in einer Starke bis 500 Fuß bedeckt. Er ist anscheinend tot, d. h. nicht mehr in Bewegung. Durch Ablation ist er stark abgetragen und zum Teil von einer



Fig. 332 Mount Tahoma (Mt. Rainier), Nordamerika, mit seinen 13 großen Gletschern (nach E. Ricksecker). Maßstab zirka 1:200.000

Ablationsmoränendecke dick überzogen, so daß auf ihr Baumwuchs und Buschwerk gedeihen. Er scheint ein Anzeichen einer früheren Periode stärkerer Gletschertätigkeit zu sein, da er unter den gegenwärtigen Verhältnissen nicht entstehen könnte. Die Schuttdecke verhindert seine völlige Abtragung. Dieser langjährige Ruhezustand wurde durch das erwähnte Erdbeben im Jahre 1906 gestört. Der Gletscher geriet in Bewegung, die Oberfläche wurde zerbrochen und der darauf befindliche Wald zerstört. Seitdem ist sie wieder durch Ablation ausgeglichen worden. Diesen Gletschertypus scheint in der Diluvialzeit mancher Alpengletscher gezeigt zu haben.

Das Inlandeis

Die großartigste Entwicklung besitzt das Inlandeis in Grönland und auf dem antarktischen Kontinente, worüber wir durch die Polarexpeditionen der letzten Zeit mannigfache Aufklärungen erhalten haben. Das grönlandische Binneneis ist eine riesige, schildförmige Eismasse und besitzt eine Ausdehnung von 1,500.000 bis 2,000.000 km^2 , ist zirka 1000 m mächtig und bewegt sich nach der Peripherie. Es reicht aber nicht bis an die Küste, sondern endet mit einem steilen Absturze und lässt einen Küstenstreifen frei. Nur in

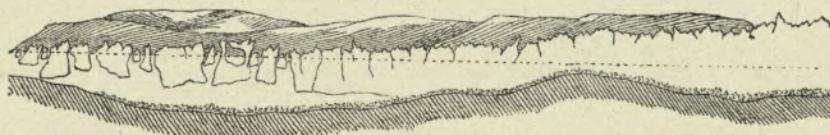


Fig. 333 Das Kalben von Gletschern in einem Fjorde Grönlands (nach A. Helland)

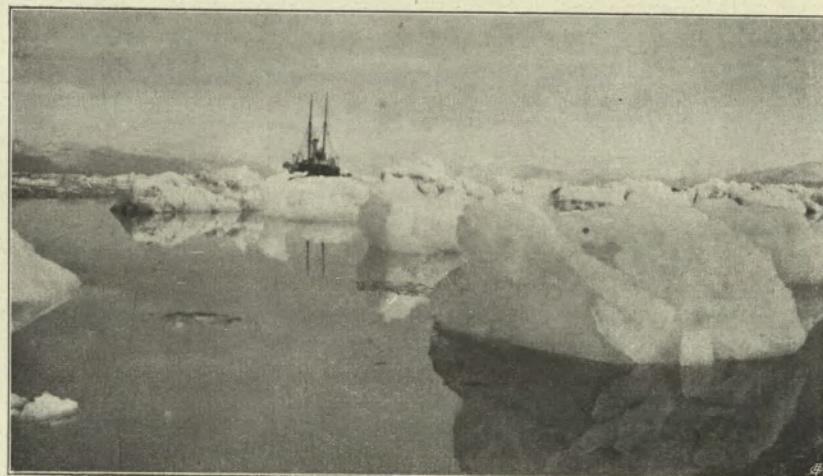


Fig. 334 Eisblöcke eines kalbenden Gletschers in der Ekman Bai, Spitzbergen (nach einer Aufnahme von O. Halldin, Stockholm)

den Tälern reichen Eisströme vom Typus alpiner Gletscher über den allgemeinen Eisrand bis an das Meer. Sie erreichen eine Breite bis 150 km und besitzen eine Geschwindigkeit, die die alpiner Gletscher weitaus übertrifft (bis 32 m im Tage). Das Innere des Inlandeises steigt flach bis gegen 3500 m an und ist eine Wüste trockenen Schnees. Spalten finden sich nur am Rande, ebenso ragen nur dort die Spitzen der begrabenen Gebirge als Klippen (Nunatak, pl. Nunataker) auf (Fig. 331). Im Innern gibt es keine Schmelzwasserbäche auf der Oberfläche, die am Rande das Vorwärtskommen erschweren, auch keine Moränen, da kein Trümmerwerk auf die Oberfläche gelangen kann. In der bis 100 km breiten Randzone, in der im Sommer der Schnee schmilzt, bedeckt eine äußerst dünne Schicht von zum Teil kosmischem Eisstaube (Kryokonit) weite Flächen (vgl. S. 28).

Am Boden des Inlandeises geht fortwährend (auch im Winter) Abschmelzung vor sich und zahlreiche Wasserläufe brechen am Küstensaume in der Grundmoräne daraus hervor. Diese ist überaus mächtig entwickelt und röhrt von der Abscheuerung des Berglandes her, das vom Eise überschwemmt ist. Nur wo Nunataker die Einförmigkeit der Schneewüste unterbrechen, erscheinen Moränen an der Oberfläche und zwar, schon bevor das Eis die Klippen erreicht hat, durch heraufgepreßtes Material der Grundmoräne gebildet. Dieses besteht aus Schlamm und geschliffenen Steinen, während eckige Trümmer erst von der Klippe ab beigebracht sind.

In den Tälern besitzen die Eisströme Oberflächenmoränen. Diese Eismassen treten mit steilen, bis 100 m hohen Wänden an das Ufer und werden in das Meer hineingeschoben. Sie liegen anfangs auf dem seichten Grunde auf, brechen dann mit gewaltigem Donner ab und schwimmen frei als Eisberge auf das Meer hinaus (Fig. 333, 334). Dieser Vorgang heißt das Kalben der Gletscher. Die Eisberge der grönlandischen Gletscher sind infolge der Spalten und Pressungen im Gletscherende sehr unregelmäßig zerbrochen. Da nur $\frac{1}{9}$ bis $\frac{1}{7}$ der Masse eines Eisberges aus dem Wasser emporragt, reichen also 45 m hohe Berge etwa 400 m tief unter die Oberfläche hinab. Meist ist in ihnen von den Moränen stammendes Material eingefroren; besonders an der Sohle führen sie Teile der Grundmoräne mit sich. Durch Abschmelzen kann ein Eisberg seinen Schwerpunkt verlegen, so daß er seine Lage verändert (wälzt). Dadurch treten schuttführende Zonen an die Oberfläche. Die Brandung greift das Eis an und es entsteht ein Sockel mit einer unter der Wasserfläche liegenden Abtragungsfläche, der sich weit von dem sichtbaren Rande des Eisberges fortsetzen kann und eine große Gefahr für die Schiffe bildet, die dem Eisberge auszuweichen glauben, aber auf den submarinen Teil auffahren (Untergang der „Titanic“ 1912). Durch die Strömung werden die Eisberge weit in die gemäßigten Zonen getrieben, wo sie allmählich abschmelzen. Dies ist auf der nördlichen Halbkugel besonders durch die kalten Strömungen an der Westseite der Ozeane der Fall. Durch diese Eisdrift kann Moränenmaterial über den Ozean verstreut werden. Wo Eisberge stranden, kann es in größerer Menge angehäuft werden, wie auf der Neufundlandbank, die aus dem 2600 m tiefen Meere als 260 m tiefe Untiefe aufragt und auf der daher eine große Masse von verfrachtetem Materiale abgelagert worden ist. Auf einem mehrere hundert Meter tiefen Meeresgrunde kann durch treibende Eisberge Exaration erfolgen.

Zwischen der Nordpolargegend und der Antarktis besteht ein großer klimatischer Gegensatz. Dort treten die Landmassen sehr zurück und es herrscht der großen Verschiedenheit des Klimas wegen eine größere Abwechslung des Bildes der Erdoberfläche; hier zeigt sich mehr eine Einförmigkeit der Landschaft infolge der großen Schnee-Eismassen, die den antarktischen Kontinent (bis 13,000.000 km², also größer als Europa) bedecken und in das Meer reichen. Durch die kühnen Fahrten der letzten Jahre sind wir über dessen Natur ziemlich unterrichtet worden. Er besitzt eine Binneneiskalotte von über 2000 km Radius, die eine Höhe bis zirka 3300 m erreicht. Sie ist auf große Erstreckungen tafelförmig ohne Nunatak und senkt sich steil zum Wedell-Meere und der Ross-See, in die sie sich weit

hinausschiebt. Nur wo Gebirgsmassen auftauchen, gibt es Gletscher, wie der Beadmoregletscher, der über 200 km lang und 45 km breit ist. Das Eis besitzt wohl eine große Mächtigkeit, die an der Küste noch mit 300 m gemessen worden ist und sicher 1000 m erreicht. Seine Bewegung beträgt dort $1\frac{1}{8}$ m im Tage.

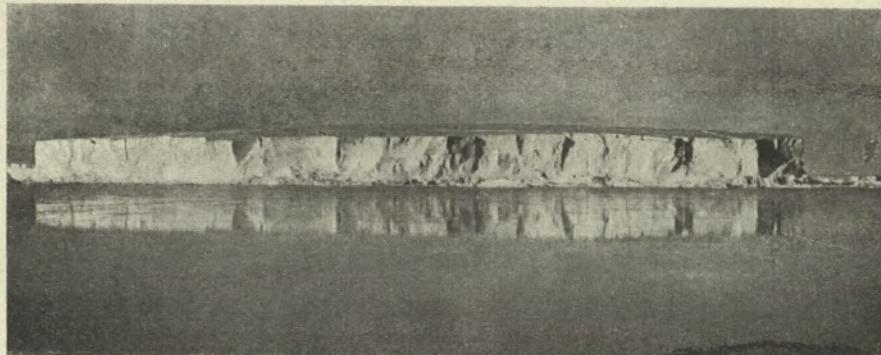


Fig. 335 Tafelförmiger Eisberg, Antarktis (nach E. Philippi)



Fig. 336 40 m hohe Wand eines Eisberges in der Antarktis mit Schichtung und Schmelzwasserkanälen (nach E. Philippi)

Das in das Meer hinaustretende Eis bildet im Süden des Roßmeeres eine zirka 850 km lange, von Ost nach West hinziehende Eismauer von zirka 30 m (früher bis 60 m) Höhe (Barriereeis). Dieses besitzt eine Breite von 500 km und ist wohl ein Rest einer einst viel mächtigeren Decke, die auf dem Meeresboden aufruhte. Heute schwimmt diese ungeheure Tafel und bewegt sich täglich um etwa 1 m vor. Sie ist also ein Ausfluß des Inlandeises. Von ihr lösen sich gewaltige, bis 60 Meilen im Durchmesser haltende, tafelförmige Eisberge mit senkrechten Rändern los, die etwa 350 m stark sind (Fig. 335, 336). Sie zeigen deutliche Schichtung, die der ursprünglichen Firuschichtung entspricht und aus Lagen dunkleren, reineren Eises einer wärmeren und hellen, bläsenreichen Eises einer kälteren Periode besteht. Sie werden von Schmelzkanälen durchsetzt und zeigen die erwähnten Moräneneinlagerungen, in denen sich flache, angeschliffene Geschiebe mit einer oder mehreren Facetten finden. Selten sind die Geschiebe geglättet und gekritzelt. An den Eisbergen sieht man, daß das Inlandeis, das keine Oberflächenmoränen besitzt, von Schuttbändern (Binnenmoränen) unter einem steilen Winkel durchsetzt wird, die von dem unebenen Untergrunde stammen.

Das Schelfeis der Antarktis bildet eine 150 km breite, niedere Terrasse vor dem Festlande, ist meist eben und spaltenlos und ein paar hundert Meter mächtig. Es liegt, wie der Name sagt, auf dem Meeresgrunde auf und scheint keine Eigenbewegung zu haben. Es wird als Meereis gedeutet, das durch mächtige Lagen von Schnee-Eis verdickt wurde. Manche Forscher halten es für identisch mit dem Barriereeise. An seiner Sohle ist Gesteinsmaterial des Meeresgrundes eingefroren, das, wenn das Eis an der Oberfläche abschmilzt, gehoben und weiter verfrachtet werden kann.

Die Gletscherlandschaft

Für den Geologen ist es von Wert, einen einstigen Gletscher aus den Spuren nachzuweisen, die er zurückgelassen hat. Als solche gilt vor allem das Trogtal gegenüber dem V-Tale der Wassererosion, wenigstens im Oberlaufe der Flüsse (Fig. 325). Soweit die Eismasse hinaufgereicht hat, sind die Talseiten geschliffen, dann folgt ein Gehängeknie (Schulter), zum Teil mit einer Schliffkehle und darüber die von der Eiswirkung nicht erreichte Region, deren zackige Formen von der Verwitterung geschaffen worden sind. Wegen der geringen Schurfkraft und wohl auch infolge der kürzeren Zeit ihres Wirkens während eines Gletschervorstoßes bleiben kleinere Gletscher in der geleisteten Arbeit zurück und ihre Täler fallen nun mit einer steilen Stufe zum Haupttale ab. Diese Hängetäler und die übertieften Haupttäler gelten in den Alpen und anderen Gebirgen als bezeichnendes Merkmal einstiger Vergletscherung. Sie geben Anlaß zu einer Reihe der schönsten Wasserfälle der Hochalpen. Hängende Täler können, wie wir gesehen haben, auch durch unterbrochene oder verringerte Wassererosion zu stande kommen. Das sanfte Gefälle der Talsohle wird bisweilen von steilen Abstürzen (Talstufen) unterbrochen. Über sie stürzt der Wasserlauf in Kaskaden herab oder er hat sie schon in einer Klamm durchschnitten.

Der Boden eines vom Gletscher verlassenen Tales besitzt einen geglätteten und geschliffenen, von Schrammen bedeckten Felsuntergrund, der aber nicht vollkommen eben ist, sondern eine regellose Aufeinanderfolge von Buckeln und Mulden zeigt, die oft weithin mit Trümmerwerk bedeckt sind, das bald flach ausgebreitet, bald haufenweise oder wallförmig angeordnet ist. Es ist dies eine eintönige Rundhöcker- und Moränenlandschaft. Die Rundhöcker verwittern rasch durch schalige Absonderung. Die Stirnmoränen der verschwundenen Gletscher sind als Endmoränen, die Ufermoränen als

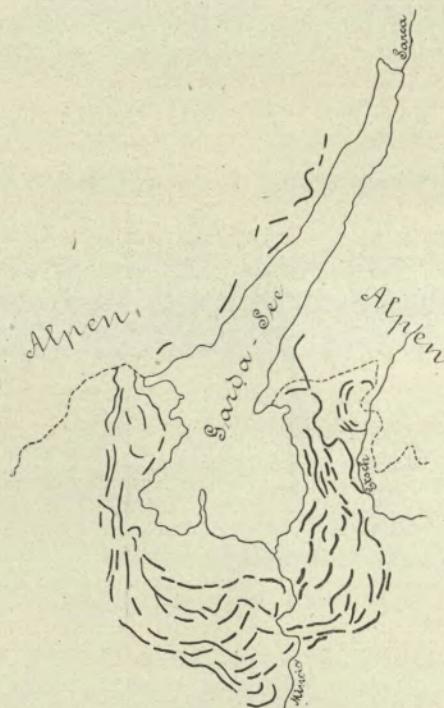


Fig. 337 Moränenamphitheater des Etschgletschers mit seinen Endmoränen
(nach A. Penck)

Randmoränen erhalten. Die Stirnmoränen mancher diluvialer Alpengletscher bilden weite Umwallungen von Mulden, die bisweilen von Seen eingenommen werden (Moränenamphitheater), z. B. der Dora Baltea bei Ivrea und des Etschgletschers am Südende des Gardasees (Fig. 337). Die Schwundmoränen bilden die Schwundmoränendecke. Die Alpengletscher besitzen eine geringe Grundmoräne, die im Bereich einstiger Eisströme als Blocklehm, Geschiebemergel bezeichnet wird. Da Oberflächenmoränen bisweilen fehlen können, besitzt die Grundmoräne eine große Bedeutung für die Feststellung einstiger Vergletscherung. Auch Drumlins sind erhalten. Gletschertöpfe sind sehr charakteristisch.

Die Gletscherlandschaft zeigt, wie es der Gletscherbewegung entspricht, ruhige Linien, eine Vereinfachung des Reliefs im Grundriss und Quer-

schnitte, eine Verwischung kleinerer Unebenheiten, aber Verstärkung der größeren. Die vertikalen Dimensionen treten zurück, während sie bei der



Fig. 338 Yosemitetal in Kalifornien (U-Tal) (nach einer käuflichen Photographie)

Wassererosion hervortreten, d. h. das Wasser arbeitet ein schärferes Relief aus. Wie das Wasser, schafft das Eis durch Kolkung Mulden in seiner Bahn, die nach seinem Rückzuge Seen bilden. Der größte Teil der Alpenseen verdankt der eiszeitlichen Vergletscherung seine Entstehung oder die Aus-

schürfung seiner schließlichen Hohlform. Sie liegen mehr oder weniger am Rande des Gebirges, wie die Seen des bayrischen und Schweizer Vorlandes oder noch halb im Gebirge, wie die oberitalienischen Seen, z. B. der Gardasee oder ganz im Innern, wie die Seen des Salzkammergutes und Kärntens. Die Ausmaße der großen Alpenseen, die 60 km Länge erreichen, geben uns einen Begriff von der erodierenden Kraft der alten Eisströme, die besonders am Übergange von dem Gefälle im Gebirge in die Ebene am stärksten zur Geltung kam. Wenn die große Tiefe dieser Becken Zweifel erregen sollte, ob sie denn durch Gletscher ausgehöhlten sein können,



Fig. 339 Kartreppe der Gosauseen, von oben gesehen (phot. F. Simony).

so muß man deren wohl 1000 m und darüber betragende Mächtigkeit und das Verhältnis der Tiefe der Seen zu ihrer Länge in Erwägung ziehen, das bei einem ihrer tiefsten, dem tektonisch vorgezeichneten Gardasee, 1:280, beim Starnberger See 1:180 beträgt, also verschwindend klein ist. Manche Seen sind durch Endmoränen gestaut (Moränenseen). Zahlreiche Seen, besonders der Haupttäler, sind als Schaltseen ausgefüllt worden oder ausgeflossen.

Besonders großartig erscheint die Glazialerosion, wo sie durch den Gebirgsbau unterstützt wurde, wie im Becken des Gardasees, der einer einseitigen Grabensenkung folgt, aus der inselartig der Mte. Brione bei Riva auftaucht, der also nicht als eine rein glaziale Erosionsform anzusehen ist (Fig. 141). Auch starke Zerklüftung fördert sie, wie im Yosemitetale der Sierra Nevada Kaliforniens, wo der Granit schalig abgesondert und von

vielen Klüften durchsetzt erscheint, die dieses großartigste Gletschertal vor-gezeichnet haben, das bei einer Länge von 16 km und einer größten Breite von etwa 2 km von 1500 m hohen, senkrechten, glattgescheuerten Wänden eingeschlossen wird (Fig. 338).

Die bis 200 m betragende Übertiefung des Untergrundes des Gasteren-tales in der Schweiz, das einen alten Seeboden darstellt, war Ursache des Einbruches großer Wasser- und Schottermassen in den Löschbergtunnel.



Fig. 340 Simodal im Hardanger, U-Tal und Fjord
(nach einer Aufnahme von K. Knudsen, Bergen)

Eine für einst vergletschert gewesene Gebirge sehr bezeichnende Erosionsform sind die Kare. Es sind dies zirkusartige Hohlformen an den Enden der Täler in den Kammgehängen, die an einer Seite geöffneten Kesseln gleichen. Meist ist die Sohle zu einem in den festen Fels hineingearbeiteten flachen, geschlossenen Becken vertieft, das von einem See eingenommen wird (Karsee). Die Alpenhochseen sind meist Karseen. Karbildung wiederholt sich oft hinter- und übereinander mehrmals, so daß die einzelnen Kare durch steile Abstürze voneinander getrennt sind (Kartreppe, Fig. 339). Trogtäler enden ebenfalls mit gewaltigen, karähnlichen Talschlüssen (Zirkus). Wie Seite 190 gezeigt worden ist, werden die Kare und Zirkusen durch die physikalische Verwitterung (Spaltenfrost) nahe der Schneelinie ausgesprengt und haben also durch die Bewegung des Firms wohl nur ihre Ausräumung und letzte Skulpturierung erfahren. Durch

Gletscherschurf und im Kalkgebirge wohl auch durch Verwitterung an Spalten, wie bei Dolinen, vorgezeichnet, erfolgt die beckenförmige Aushöhlung des Bodens. Nicht vergletscherte Täler haben trichterförmige Talschlüsse und Zuflüsse der Gehänge, die keine abflußlosen Vertiefungen aufweisen. Über Karststufen stürzen oft Wasserfälle herab oder sie geben Anlaß zu Lawinen, wenn in dem Kare noch Firn- oder Eismassen liegen. Die Gletscher haben die Neigung, Stufen in ihrem Gefälle noch schärfer auszuprägen, weil sie am stärksten an deren Fuße erodieren, Wasser dagegen sucht sie auszugleichen, weil es an der Kante der Stufe am heftigsten angreift.

Einst vergletschert gewesene Küstengebiete zeigen auffällig zerschnittene Felsküsten. Dies geschieht durch die Fjorde, das sind echte, ertrunkene Trogäler, die steilwandig sind, seitliche Hängetäler und starke Übertiefung zeigen und durch ein Vormeer von geringerer Tiefe (der Tiefenunterschied beträgt oft 1000 m) abgeschlossen werden (Fig. 340). Sie können durch nachträgliche Senkung unter den Meeresspiegel gelangt sein oder die Gletscher können sie, sich in das Meer hinausschiebend, submarin erodiert haben.

Zieht sich das Inlandeis zurück, sehen wir ähnliche, nur viel weiter ausgedehnte und kräftigere Erscheinungen der glazialen Abtragung und Aufschüttung. Die Schliffe, Schrammen und die Rundhöcker der festen Felsen, die mächtige Grundmoränendecke von Block- und Geschiebelehm mit ihren geglätteten und gekritzten Geschieben und erratischen Blöcken, mit ihren Drumlins und den langgestreckten, radial auseinander laufenden, deutlich geschichteten und sich spitzwinkelig verzweigenden Schutt- und Sandwällen, den Åsar (sing. Ås, sprich Os, Osar) oder Esker, die eine Höhe bis zu 60 m erreichen und wie Eisenbahndämme über das Flachland ziehen, sind charakteristische Zeugen für die einstige Vergletscherung des Landes. Die Åsar werden als Ausfüllungen subglazialer Wassergerinne, also entsprechend den Gletscherbächen, angesehen. Sie erstrecken sich oft mehr als 100 km weit. Das kantige Material der Oberfläche des Eises, der Oberflächen- und Innenmoränen und erratische Blöcke sind meist über die Grundmoräne verstreut. Es bildet aber auch konzentrische, breite Wälle, Stirnmoränen, die eine Höhe von ein paar hundert Metern erreichen können (Blockwälle). Die Riesentöpfe der Gletschermühlen finden sich wieder. Das Land ist von niederen Bodenwellen bedeckt, die aus Glazialschutt gebildet sind (Moränenlandschaft) oder weist runde Felstügel auf (Rundhöckerlandschaft). In deren Mulden liegen zahlreiche Seen (Pommersche und Finnische Seenplatte). Kleine, meist runde Seen, Sölle, sind wohl durch Kolkung des Wassers oder dadurch entstanden, daß Eismassen, unter der Moräne begraben, erhalten geblieben sind und bei ihrem späteren Schmelzen eine Senkung des Terrains eintrat. Wo der Eisrand Widerstand am Untergrunde gefunden hat, den er überwinden konnte, ist dieser gestaucht, gefaltet oder zerrissen und überschoben. Es sind aber auch feste Felsschichten bewegt worden, wie z. B. Kreide auf Rügen, die über diluviale Bildungen geschoben ist. Vor den Endmoränen liegt der Sandr, das fluvioglaziale Schwemmland, das hauptsächlich aus Sand besteht (Mark Brandenburg) und

unfruchtbare Heideland mit Inlanddünen ist. Hier wurde von den Winden verfrachteter Staub abgelagert, der Löß, der aus dem feinen, ausgeschlämmten Materiale besteht. Zum Teil wurde dieses in Wasserbecken niedergeschlagen und bildet bunt geschichtete Bänderton e.

Durch Stauung und Ablenkung durch das sich zurückziehende norddeutsche Inlandeis wurden die Schmelzwässer und die von Süden kommenden Flüsse zu mächtigen, westwärts gerichteten Strömen vereint, deren jeder einem Stillstande im Rückzuge des Eises entspricht und ein breites, sand-



Fig. 341 Erratischer Block auf dem Kirchhofe von Gr.-Tychow, Hinterpommern
(phot. K. Keilhack)

erfülltes Urstromtal gebildet hat, deren mehrere verfolgt werden können und die nur noch streckenweise von der Weichsel, der Oder und Elbe, meist aber von deren Nebenflüssen durchzogen werden.

Während Gletscher auf verhältnismäßig schmaler Bahn in ihrer Bewegungsrichtung schürfen, wirkt das Inlandeis bei seinem Vordringen senkrecht zu seiner langgestreckten Stirne ausgedehnt flächenhaft gleichzeitig. Es transgrediert also gleichsam wie ein Meer mit seinen Ablagerungen über das Land. Wie die Gletscher Seebecken im kleinen schaffen, kann das Inlandeis dies in großem Maßstabe ausführen. Die Seebecken Kanadas und das Relief der Hudsonbayländer, die Nord- und Ostsee verdanken ihm wohl großenteils ihre Gestalt. Weite Landstriche, wie der Norden Kanadas, Lappland, Finnland und das Tiefland Schwedens, sind vom Eise glatgehobelt und die norddeutsche Tiefebene und weite Gebiete Rußlands aus dem von

ihm transportierten Materiale aufgeschüttet worden, das in Deutschland bis 200 m Mächtigkeit erreicht und nach der Gesteinsbeschaffenheit und der Fossilführung noch seine Herkunft erkennen läßt. Für Deutschland ist das Ursprungsgebiet des erratischen Materials Skandinavien. In den Blöcken und Geschieben treten Fossilien oft in solcher Zahl auf, daß sie die Grundlage für paläontologische Arbeiten geliefert haben.

In allen Gebieten einstiger Vergletscherung trifft man erratische Blöcke (Findlinge), die aus Gestein bestehen, das in der Nähe nirgends ansteht, die also von weither herbeigeschafft worden sein müssen. Sie finden sich in den großen Alpentälern und im Vorlande, aber auch in der norddeutschen Tiefebene und an anderen Orten, die im Bereich einstiger Eiswirkung liegen. Früher war ihre Herkunft rätselhaft und man griff zu den abenteuerlichsten Erklärungsversuchen. So glaubte man, daß die Blöcke von Gesteinen der alpinen Zentralzone, die auf der Höhe des Juragebirges liegen, durch Explosionen dorthin geschleudert oder durch Fluten geschwemmt wären. Für die norddeutschen Findlinge nahm man eine Drifttheorie zu Hilfe, nach der sie auf Eisschollen herbeigeflößt worden wären. Nun kennt man sie als Zeugen der diluvialen Vereisung, die über Berg und Tal und Meeresteile in unbegrenzter Größe getragen worden sind. Der größte Block der deutschen Tiefebene ist der 30.000—40.000 Zentner schwere auf dem Friedhofe von Groß-Tychow in Hinterpommern, der von Skandinavien stammt (Fig. 341), ein anderer über 5000 Tonnen wiegender liegt bei Monthey im Wallis und wurde von der Montblancgruppe herbeigeführt. Findlinge geben in den an Steinen armen Gebieten ein gesuchtes Baumaterial und sind deshalb meist zerstört worden. Auf Rügen, in Schleswig-Holstein und an anderen Küsten, wo die Grundmoräne der diluvialen Vereisung angeschnitten ist, werden die Blöcke herausgewaschen und bilden einen Blockstrand. In der jüngsten Steinzeit sind sie zur Errichtung von Megalithgräbern verwendet worden. Das Denkmal Peter des Großen in St. Petersburg steht auf einem erratischen Blocke von rotem finnländischen Granit.

Für die Unterscheidung glazialer Spuren von anderen ähnlichen gibt Heim folgende Zusammenstellung: Was das abgelagerte Material betrifft, tritt bei Moränen keine Sonderung nach Größe und Gestalt der Trümmer, aber nach der Herkunft (Gesteinsart) ein, während fließendes Wasser sie nach Größe und Gestalt, aber nicht nach der Gesteinsbeschaffenheit sortiert. Die Spuren auf dem festen Felsen sind bei Gletschern vertiefte Linien (Schrammen), die in die allgemein geglättete Fläche eingegraben sind. Sie sind nicht genau parallel wie bei einem Harnisch, der derartige Furchen und feine Rippen zeigt, sondern kreuzen sich oft unter spitzen Winkeln. Schliffe finden sich nur an der Oberfläche, der Harnisch gehört dem Innern des Gesteins an und tritt nur gelegentlich zu Tage. Er findet sich an beiden Seiten der Verwerfungskluft.

Wassereis, Steineis

Stehende Gewässer des festen Landes gefrieren bei einer Temperatur unter 0° . Nur bei gänzlicher Windstille können sie unter diese abgekühlt werden, ohne sich mit einer Eisschicht zu bedecken, die sich aber sofort bildet, wenn die Ruhe des Wassers durch die geringste Erschütterung, z. B. Wind oder durch zur Tränke gehende Tiere, gestört wird. Das Wasser-eis ist eine parallele Verwachsung langprismatischer oder stengeliger hexagonaler Kristalle, deren optische Achsen senkrecht zur Abkühlungs-oberfläche,



Fig. 342 Tjäle an der Beresowka mit dem Fundorte des Mammuts.
(phot. Mammuteexpedition der Kaiserl. Russ. Akademie der Wissenschaften 1901/02)

also dem Wasserspiegel, liegen. Es ist arm an Luft — nicht 1 cm^3 in 1 kg. Ist ein stehendes Gewässer oberflächlich gefroren, so nimmt seine Temperatur abwärts bis zu der Schicht zu, deren Temperatur $4^{\circ} C$ ist, die also die größte Dichte besitzt. Die Eisdecke zerbricht auf größeren Seen unter dem Winddrucke und es können Pressungen entstehen, die das Ufer angreifen.

In Flüssen bildet sich eine oberflächliche Eisdecke, die oft durch Wasserstandsschwankungen zersprengt wird und als Schollen-eis fluß-abwärts treibt. An einer Untiefe des Unterlaufes staut es sich und bildet durch Überschiebung der Schollen einen Eisstoß, der den Fluß nötigen kann, seine Ufer zu verlassen und die Talsohle zu überschwemmen. Der Eisstoß greift auch durch seine Masse das Ufer an, kann Stauungen losen Materials und Glättungen festen Felsens bewirken. Er kann eine Länge von

vielen Kilometern erreichen, wie z. B. in der Elbe oder in der Donau bei Wien, wo er so lange eine große Gefahr für die Stadt gewesen ist, bis der Strom durch Regulierung ein freies Gerinne erhalten hat. Wenn das Abschmelzen vom Unterlaufe her vordringt, geht der Eisstoß ab. Tritt aber im Gebiete des Oberlaufes Tauwetter ein, überschwemmt der Fluß, vom Eise abgedämmt, das Land.

Wenn die tieferen Wasserschichten mit dem gefrorenen Boden des Ufers in Berührung kommen, bildet sich Bodeneis oder Grundeis, das porös schwammig ist und Sand und Schlamm des Untergrundes eingeschlossen enthält. Es reißt sich leicht los und hilft den Eisstoß aufzubauen. Das Scholleneis und mehr noch das Bodeneis transportieren Gerölle und feines Material, das sie bei der Abschmelzung ablagern.

Meerwasser gefriert bei $-2,5^{\circ}$ C, wobei der Salzgehalt, besonders bei langsamem Gefrieren, ausgeschieden wird. Im Nordpolarmeere erreicht das Eis nur eine Stärke von 2 bis 3 m, selten von $4\frac{1}{2}$ m. Es wird durch die Bewegung des Wassers infolge von Wind, Strömungen und Gezeiten zersprengt, die einzelnen Schollen pressen sich an- und übereinander (Eispressung), so daß Eismächtigkeiten bis über 15 m erreicht werden. Dieses Packeis ist ein Trümmerhaufen von altem und jungem Eise, zum Teil von Schnee bedeckt. Bei Sommerbeginn zerbricht es in Schollen, die von den Polarströmungen gegen die gemäßigten Zonen getrieben werden, aber schon früher als die Eisberge vergehen.

In hohen Breiten entsteht aus den in Senken angehäuften Schneemassen durch Umkristallisieren infolge wiederholten Auftauens und Gefrierens an der Oberfläche und Druck das Schnee-Eis von körniger Beschaffenheit und hohem Luftgehalte. In Sibirien und im polaren Nordamerika ist der Boden auf weite Erstreckung tiefgründig gefroren, Bodeneis (die Tjäle). Dieses entsteht aus zusammengewehten Schneemassen und Sand und Lehm, die die sommerlichen Tauwässer herbeiführen (Steineis, Fig. 342). Der Boden taut im Sommer nur bis in geringe Tiefe von meist wenigen Fuß auf. Bei Irkutsk hat man 116 m im gefrorenen Boden gebohrt (Endtemperatur -3°), ohne die Eisschicht zu durchsinken. Sie ist wohl 200 m mächtig. Auf den Neusibirischen Inseln nimmt das Steineis großen Anteil an dem Aufbaue des Landes, das bei eintretendem Klimawechsel teilweise verschwinden würde. In ihm sind, wie auch in Sibirien, zahlreiche Reste von Mammut, zum Teil mit den Weichteilen erhalten, eingebettet, die die Hauptmasse des in den Handel kommenden Elfenbeines liefern und daher von den Händlern aufgesucht werden. Dieser Erhaltung verdanken wir auch das vollkommenste Fossil, das je gefunden worden ist, den Mammutkadaver von der Beresowka (vgl. Fig. 429). Dem Steineise kann auch die unbewegte Eismasse des Malaspinagletschers zugezählt werden, die unter Schutt begraben liegt.

Höhleneis

Vielfach ist Bildung von Eis in Höhlen zu beobachten, das aufgehäuft werden kann. In Höhlen mit einem Eingange (Luftsäcke) oder mit zwei

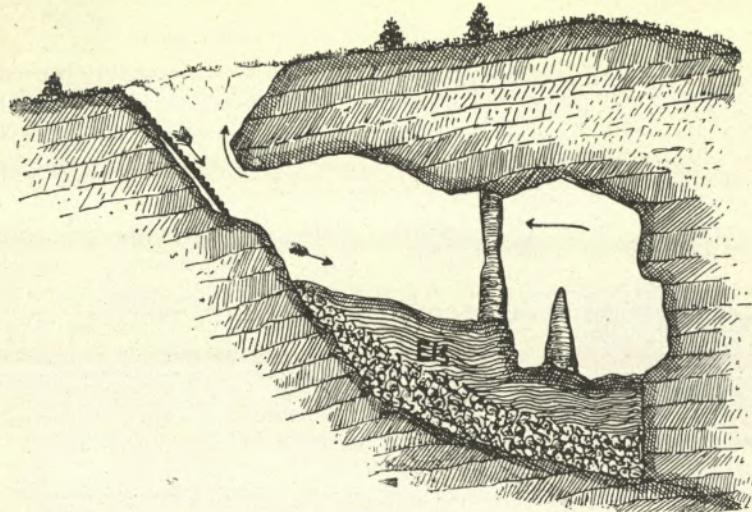


Fig. 343 Beilsteinhöhle mit einem Eingange (Luftsack) (nach H. Bock)

oder mehreren (Windröhren, Durchgangshöhlen) kann es zur Eisbildung kommen. In eine sackförmig nach abwärts geneigte Höhle (Fig. 343) wird die kältere Außenluft eindringen, sich an dem Gesteine er-



Fig. 344 Eishöhle mit zwei Eingängen (Windröhre) (nach H. Bock)

wärmen, ihm Wärme entziehen und erwärmt wieder ausströmen. Es wird daher eine Aufspeicherung von Kälte eintreten. Sobald die Außentemperatur über die der Höhle steigt, kann kein Luftstrom entstehen und die Abkühlung nicht aufgehoben werden. In Windröhren wird die Erniedrigung der Tem-

peratur durch die infolge geeigneter Anlage der Höhle ungleich wirkenden sommerlichen und winterlichen Luftströmungen bewirkt und zwar hat eine Höhle mit horizontaler unterer Strecke und einem aufwärts führenden

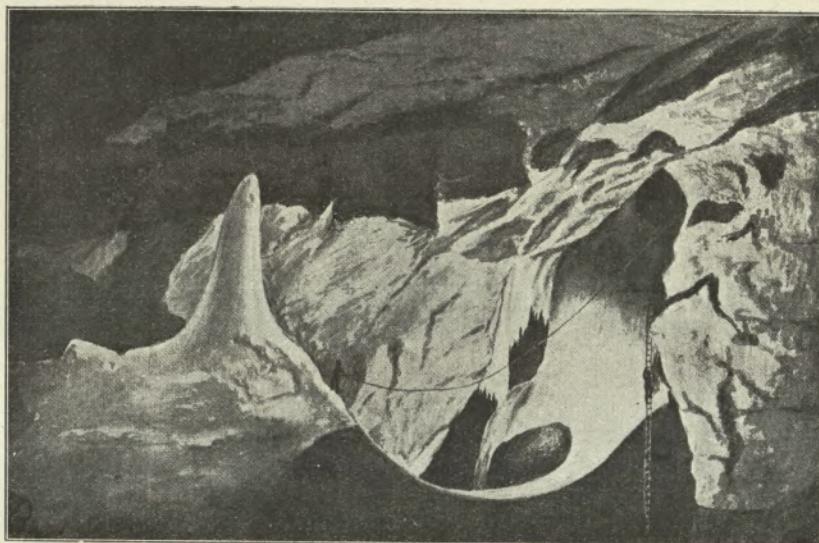


Fig. 345 Eisgrat in der Dachstein-Riesenhöhle, Oberösterreich (nach H. Bock)

Schlote eine mittlere Temperatur, die unter dem Jahresmittel des Ortes liegt (Fig. 344). In diesen Fällen werden also Sickerwässer gefrieren und können zu dauernden Eismassen aufgehäuft werden. Das schönste Beispiel dafür ist die Dachstein-Riesenhöhle bei Obertraun mit prächtigen Eisstalaktiten, Vorhängen u. dgl. (Fig. 345).

* * *

Eine große Bedeutung in der Werkstatt der Natur besitzen der Schnee und das Eis dadurch, daß sie die Wassermenge von Wochen und Monaten aufspeichern und bei rascher Schneeschmelze in kurzer Zeit abfließen lassen, so daß die Wirkung der Frühjahrshochwässer eines Wasserlaufes weit größer ist als die während der übrigen Zeit des Jahres ausgeübte. Die Überschwemmungen, die bei Föhn eintreten, haben in unseren Alpenländern schon zu großen Katastrophen geführt. Dies hat Vermurungen der Talböden und andere Erscheinungen im Gefolge, die in einem früheren Abschnitte behandelt worden sind.

Auch in der dem Auge nicht unmittelbar sichtbaren chemischen (lösenden) Wirkung besitzt das Schneewasser infolge seines großen Gehaltes an Kohlensäure eine viel größere Kraft als Regenwasser, wodurch sich die besprochene Karrenbildung in Kalkgebirgen erklärt.

Die Eiszeit

Aus verschiedenen Anzeichen, die im vorhergehenden ausgeführt worden sind, hat man eine weit größere Eisbedeckung in der jüngsten geologischen Vergangenheit erkannt, die daher den Namen Eiszeit (Diluvialzeit) erhalten hat. Diese Erkenntnis ist von den Alpen ausgegangen, wo das Phänomen auch das genaueste Studium erfahren hat. Damals sind die Alpen fast ganz unter einer Eisdecke begraben gewesen, aus der wohl nur vereinzelte Gipfel aufragten; die Karpathen, die Pyrenäen, der Apennin waren tief vergletschert und selbst im Riesengebirge, den Vogesen, dem Schwarzwald und Böhmerwald und anderen Gebirgen Europas und anderer Weltteile und selbst in den Tropen finden sich die Spuren der großen Vereisung, während das Inlandeis der Polarregion als Eiskalotte über Skandinavien, Norddeutschland, England und Nordrußland bis zu den mitteldeutschen Gebirgen, an die Karpathen und weit nach Russland hinein vordrang und auch einen großen Teil Nordamerikas bedeckte. Auf der südlichen Halbkugel sind auch die Spuren einer stärkeren polaren Vereisung vorhanden, als sie heute noch besteht. Es haben sich Anzeichen ergeben, daß diese Eisflut nicht wie eine einmalige Überschwemmung diese Gebiete überzog, sondern daß ein Wechsel von Vorstößen und Rückzügen bestand, also ein mehrmaliger Wechsel des Klimas eingetreten ist und zwar werden heute (hauptsächlich nach den von Penck und Brückner in den Alpen gewonnenen Erfahrungen) 2—6 Vorstöße angenommen, während wohl noch immer einige Forscher an der Einheitlichkeit der Eiszeit festhalten. Die wiederholte Vereisung wird vor allem dadurch zu beweisen gesucht, daß man an mehreren Punkten zwei Grundmoränen übereinander gefunden hat, deren untere einen vorgeschriftenen Grad von Zersetzung und anderer Veränderung des Materials zeigt. Zwischen beiden ist meist eine Schicht anderer Herkunft, fluviatile Bildungen, Bergschutt, Löß mit Fossilien, besonders Pflanzenresten, oft auch Lignite eingeschaltet, die bezeugt, daß der Punkt in der Zwischenzeit eisfrei gewesen ist. Sie deutet also auf einen Rückzug des Eises, ein wärmeres Klima (Interglazialzeit, interglaziale Bildungen). Die Verteidiger der Einheitlichkeit der Vereisung sehen die Schwankungen der alpinen Gletscher nur als untergeordnete Erscheinungen während des allgemeinen Vorstoßes und Rückzuges an.

Ebenso findet man konzentrisch liegende alte Endmoränen von verschiedener Erhaltung, die auch dadurch ihr verschiedenes Alter beweisen und zwar muß die äußerste die älteste sein, weil sie bei einem späteren Vorstoß zerstört worden wäre. Die vor den Moränen liegenden fluvioglazialen Ablagerungen stehen mit ihnen in engem Verbande und zwar gehören die höheren Terrassen zu den älteren Moränen, die tiefer liegenden zu den jüngeren, so daß man aus den vier eiszeitlichen Schotterdecken, die man an vielen Flüssen erkennen kann, auf die verschiedenen Stadien der Vereisung schließen darf.

Für eine so beträchtliche Änderung der Eisbedeckung, wie sie uns die Diluvialzeit zeigt, müssen wir eine Tieferlegung der Schneelinie, also eine Abnahme der Temperatur und Zunahme des Niederschlages annehmen.

Mannigfache Hypothesen sind zu deren Erklärung herangezogen worden, haben aber noch immer keine befriedigende Lösung geliefert. Man sucht die Ursachen außerhalb der Erde (kosmische, astronomische Hypothesen) oder auf der Erde selbst (tellurische, geologische Hypothesen). Man hat die Änderung der Neigung der Erdachse gegen die Erdbahn, die sich in der Präzession der Tag- und Nachtgleichen zeigt, für die Klimaänderungen verantwortlich gemacht, weil durch sie im Laufe von 26.000 Jahren abwechselnd die Nord- und die Südhalbkugel eine bis acht Tage längere warme Jahreszeit erhalten. Auch die Änderung der Exzentrizität der Erdbahn sollte dabei mitspielen, die freilich einer anderen Periode folgt. Aber nach dieser Hypothese müßte die Eiszeit auf der nördlichen und südlichen Halbkugel abwechselnd eintreten, während doch die Gleichzeitigkeit erwiesen ist.

Weiter nahm man zu Änderungen der Sonnentemperatur, zu einer Häufung der Sonnenflecken Zuflucht und ließ die Erde durch kosmische Nebel (Orionnebel) ihre Bahn nehmen, wodurch die Kraft der Insolation herabgedrückt werden sollte. Aber alle diese Theorien haben bisher nicht zu befriedigen vermocht. Ebensowenig ist dies den Ansichten gelungen, die die Ursachen in der Erde selbst suchten. So wurde einer gesteigerten vulkanischen Tätigkeit ein größerer oder geringerer Kohlensäuregehalt der Luft zugeschrieben, der die Bestrahlung durch die Sonne und die Ausstrahlung der Erdoberfläche verändert haben sollte. Auch die Verschiedenheit in der Verteilung von Festland und Meer sollte durch Änderung der warmen und kalten Meeres- und Luftströmungen einen Einfluß haben, während von anderer Seite die Schwankungen der Kontinente in vertikaler Richtung dafür verantwortlich gemacht worden sind. Aber alle diese oft mit viel Scharfsinn verteidigten Meinungen sind zum Schlusse haltlos geworden und zeigen uns aufs neue die Schwierigkeit, den Ursachen des Wirkens der Natur nachzuforschen.

Von größter Bedeutung für alle Fragen über das Wesen der Eiszeit ist der in den letzten Jahren erbrachte Nachweis einer Vereisung weiter Gebiete der südlichen Halbkugel sowie Dekhans und der Salt Range am Ende des paläozoischen Zeitalters, während keinerlei Spuren dieser Art bisher auf der übrigen Nordhemisphäre zweifellos festgestellt werden konnten. Neuestens sind alt- und vorpaläozoische Vereisungen in verschiedenen Erdteilen nachgewiesen worden. Aber die Erörterung dieser Fragen, die mit der Paläoklimatologie in die historische Geologie fallen, liegt schon weit außerhalb des Rahmens dieses Buches.

5. Tätigkeit der Luft

Die Deflation in der Wüste

Bis vor wenigen Jahrzehnten hat man geglaubt, daß die Oberflächenformen der Wüste aus der Vorzeit der Erde stammen, da man keine Kraft kannte, der man ihre Entstehung hätte zuschreiben können. Man nahm daher an, daß sie unter einem feuchten Klima der Vorzeit entstanden wären und bei dem heutigen Wüstenklima unverändert blieben. Nun haben eingehende Untersuchungen J. Walthers u. a. gezeigt, daß sich das Klima der Libyschen Wüste seit 4000 Jahren nicht geändert hat, daß aber in dieser

Zeit die altägyptischen Bauten ganz ähnliche Verwitterungs- und Erosionsformen erhalten haben, wie sie die Felsen im großen Maßstabe aufweisen. So sind Quadern von Löchern durchsetzt oder ganz ausgehöhlt, Hohlkehlen finden sich an Mauern und die Kolossalfigur des Rhamses im Rhameseum ist durch Sprünge geborsten und gestürzt. Die Memnonsäulen, zwei 16 m hohe, sitzende Figuren Amenhoteps III., die aus Sandstein bestehen, sind stark zerklüftet und der durch die Spalten wehende Morgenwind hat das Klingen der einen Statue bewirkt, von dem alte Schriftsteller berichten und das aufgehört hat, als sie unter Septimius Severus restauriert worden ist. Ihr fehlt infolge der Restaurierung die braune Schutzrinde, während die andere in den 3600 Jahren diese erworben hat. Viele Beispiele zeigen also, daß heute dieselben Kräfte tätig sind wie einst und es ist von großer Bedeutung für die Geologie geworden, daß man die trockene Verwitterung und den Wind als Ursache dieser weitverbreiteten Erscheinungen kennen gelernt hat.

Wie das Wasser, wirkt auch die bewegte Luft zerstörend und aufbauend. Ihre zerstörende chemische Tätigkeit ist im Kapitel der Verwitterung besprochen worden, an der sie infolge ihrer Feuchtigkeit und ihres Gehaltes an Sauerstoff, Kohlensäure und anderen Gasen Anteil nimmt.

Zerstörend wirkt sie aber in viel größerem Maßstabe auf mechanischem Wege im bewegten Zustande. Auch der leiseste Wind ist befähigt, feste Stoffe in fein verteiltem Zustande zu transportieren. Wo die Oberfläche der Lithosphäre, nicht vom Wasser, Schnee oder der Pflanzendecke geschützt, an die Atmosphäre tritt, greift der Wind an und wo vollends der nackte Boden trocken ist, mangelt die Bindung der losen Teilchen, so daß er um so leichtere Angriffspunkte findet.

Der größte Teil der Erdoberfläche ist aber aus den angeführten Gründen dem Zutritte des Windes nicht ausgesetzt und es sind vorzugsweise nur die Hochgebirge mit ihren nackten Felsmauern und die zwei Wüstengürtel, die sich an den Wendekreisen um die Erde schlingen, sein Wirkungsbereich. Im Hochgebirge beträgt seine Kraft ein Vielfaches der tieferen Lagen und daher erklärt sich seine bedeutende Wirkung gerade so wie in Wüsten, in denen er wie auf dem Ozeane geringe Reibung findet. Jeder Felskletterer weiß, welche Gefahr die Windstöße bedeuten, die lose Steine über seinem Haupte loslösen und ihn selbst zur Tiefe zu schleudern drohen. Lockeres Material, etwa sandige Zwischenlagen, bläst der Wind weg und bringt dadurch oft große Gesteinspartien zum Nachbruche, wie man sehr schön in jeder Sandgrube an steilen Wänden sehen kann. Dasselbe vollzieht sich an Vulkanbergen (Somma im Atrio des Vesuv), wo die Lagen von Aschen und Lapilli herausgeblasen werden und große Nachbrüche erfolgen.

Diese Erscheinungen sind aber nur von untergeordneter Bedeutung gegenüber seinem Wirken in den Wüsten. Deren Grenzen sind durch die Verteilung der Meere, der regensammelnden Gebirge und die Richtung der regelmäßigen Winde bedingt. Es sind meteorologische Verhältnisse für die Ausbildung des Wüstentypus maßgebend: der geringe Niederschlag und die große Verdunstung. Die Sahara steht unter dem Einflusse von Nord- und Nordostwinden, die keine Feuchtigkeit bringen und ähnliche Bedingungen herrschen in Arabien, Syrien, Mesopotamien, Persien, in Hochasien, der

Kalahari, den nordamerikanischen Wüsten, in der Atacama und in Australien. Im Hochgebirge und in der Wüste ist, wie wir gesehen haben, die physikalische Verwitterung infolge des Einflusses der wechselnden Temperatur auf den nackten Fels überaus groß. Der Verwitterungsschutt würde sich überall anhäufen, wenn er nicht durch die Atmosphärieren entfernt würde. Im Hochgebirge sind es Wasser, Lawinen, Gletscher und Wind, die dies besorgen. Das Fehlen einer Verwitterungsdecke ist auch in unseren Gegenden stellenweise in tieferen Lagen, hauptsächlich auf Windwirkung zurückzuführen, wie sie die Bora im österreichischen Küstenlande, der Mistral in der Provence und der Gegend von Toulon ausüben und die verhindert, daß eine Vegetationsdecke Fuß fassen kann. In der Wüste werden nur durch die gelegentlichen heftigen Regengüsse große Schuttmassen zu Tal gefördert. Das feinkörnige Material wird aber von den Winden aufgewirbelt und fortgeführt (Deflation, Abblasung). Da im Wüstengürtel infolge der großen Temperaturschwankungen überaus steile Luftdrucksgradienten häufig auftreten, sind die Winde auch besonders heftig und können Wirkungen hervorbringen, wie sie in unserem Klima unbekannt sind. Jede Wüste stellt ein Sturmzentrum vor, dem die Winde zuströmen und von dem aus sie in die benachbarten Regionen abfließen. Sie sind bald feucht, bald trocken, es wechseln vertikale und horizontale Strömungen, Glutwinde und eisige Stürme ohne jede Regelmäßigkeit. Sie setzen plötzlich ein, ändern ihre Richtung und erreichen große Stärke.

Beobachtungen haben ergeben, wie mit der Windstärke die Größe der bewegten Sandkörner wächst und zwar sind die Werte der Sekunden geschwindigkeit, 12 cm über dem Boden gemessen und der entsprechende Korndurchmesser folgende:

4·5—6·7 m	0·25 mm
6·7—8·4 m	0·50 mm
9·8—11·4 m	1 mm
11·4—13 m	1·50 mm

Da die Windgeschwindigkeit oft aber ein Vielfaches der genannten (bis 50 m) beträgt, können selbst Sandkörner von Erbsengröße und kleine Steine geschoßartig bewegt werden. Während das feinste Material je nach der Windstärke schwappend davongetragen wird — *Flugsand* —, bewegen sich die größeren Körner hüpfend oder rollend über den Boden hin, der dann keine ruhige Linie besitzt und ganz zu leben scheint. Staub- und Sandstürme fegen, die Sonne verdunkelnd, über die weiten Ebenen dahin und entführen alles feinkörnige Material, das die Verwitterung vorbereitet hat. Das ist der gefürchtete *Samum* der Sahara, der *Chamsin* der Libyschen Wüste. Oft werden durch aufsteigende Strömungen warmer Bodenluft die feinen Teilchen in *Sandhosen*, *Tromben*, emporgerissen und erheben sich bis 1000 m hoch, indem sie langsam über die Ebene dahinziehen. In den Sandsteppen Vorderasiens, z. B. Kappadokiens, sieht man ihrer oft ein ganzes Dutzend wie eine Reihe riesiger Säulen gespenstig herankommen. Der Anblick hat etwas Furchterregendes an sich, aber sie sind gänzlich ungefährlich. Man bekommt nur eine größere Menge salzigen Staubes zu schlucken. Die Eingeborenen nennen sie *Scheitan Gelini*, das ist Teufelsbraut.

Weht der Wind in der Wüste vorherrschend in einer Hauptrichtung, so fegt er das Gebiet aus. Das feinste Material wird entführt und bedingt einen Massenverlust, der, sich durch lange Zeiten summierend, beträchtlichen Wert erreichen muß. Der Passatstaub, der aus der Sahara kommt, macht die Schiffahrt an der Westküste von Afrika infolge Unsichtigkeit bisweilen gefährlich. Über große Teile Europas, bis nach Südschweden, wird

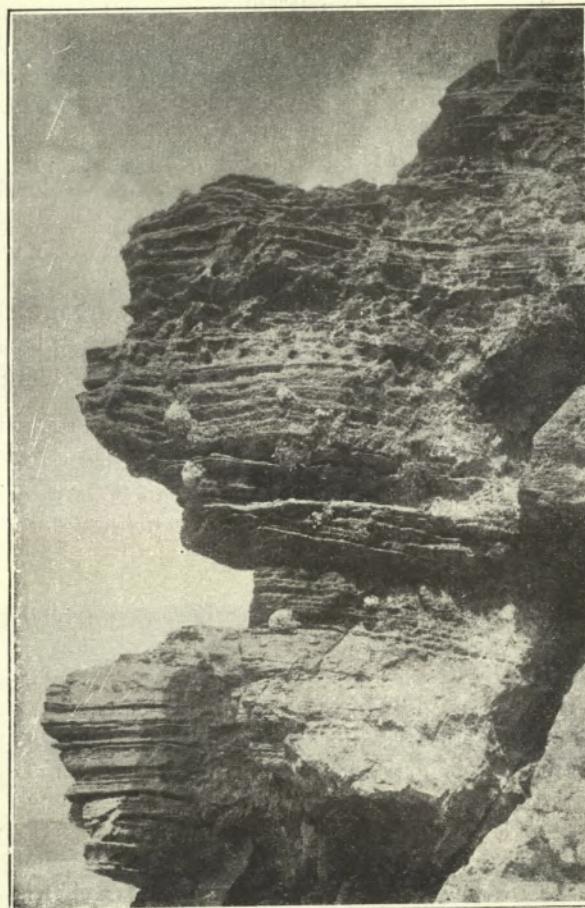


Fig. 346 Winderosion am Lifos, Erdschias Dagh, Kleinasien (phot. E. Zederbauer)

der rote Staub der Sahara getragen und von Regen niedergeschlagen (Blutregen). Welche Mengen dabei transportiert werden, zeigt die Schätzung der einmal allein in Italien gefallenen Menge auf 1,300.000 Tonnen. In China oder in den Badlands Nordamerikas ist die Luft oft tagelang getrübt und die Sonne scheint gelb oder blutrot. Durch den Wind erfolgt eine Sonderung des Materials; das schwerere wird nicht über die Grenzen der Wüste hinausgetragen, sondern bei wechselnder Windrichtung hin und her

geweht. Bei einer vorherrschenden Richtung trägt der Wind ab, bildet Vertiefungen, während wechselnde Luftströmungen einebnen und vorhandene Vertiefungen ausfüllen.

Die Wirkung des Windes ist verschieden nach dem Wüstentypus. In der Steinwüste (Hamada), wo weite Landstriche von festen, ebenen Gesteinstafeln gebildet werden, ist der Boden rein gefegt, Sand und Staub weggeblasen und selbst bei heftigen Winden bleibt die Luft klar. Die geringen feinen Verwitterungsprodukte werden immer sofort entfernt und der Wind kann den festen Felsen nicht angreifen. Er bläst den Gesteinsstaub aus den Höhlungen, die sich durch die trockene Verwitterung in den Fels-

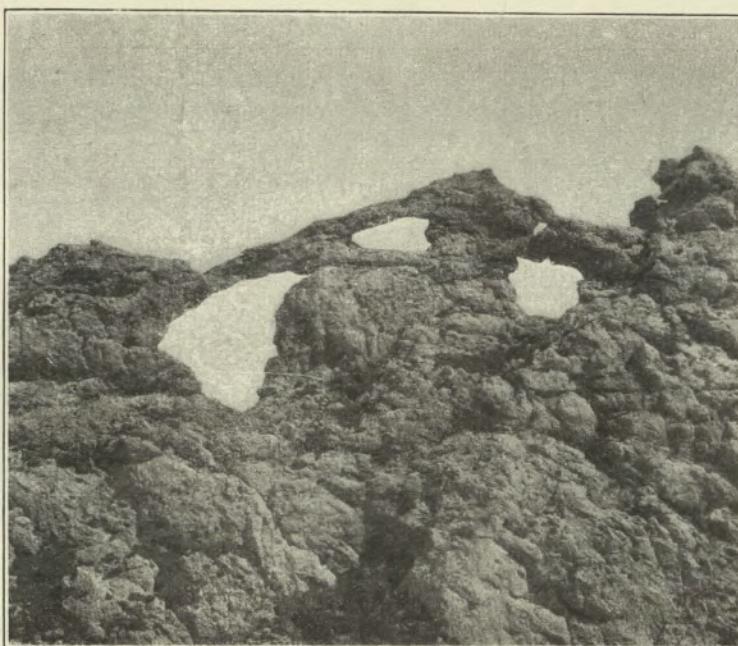


Fig. 347 „Thörl“ auf der Rax (phot. Crammer, Wien)

wänden bilden, es entstehen durch härtere Lagen Hohlkehlen und Baldachinfelsen (Fig. 346). Oft sieht man Wände von Kalk- oder Sandstein, die von der Schutzrinde bedeckt sind, so mit Löchern gespickt, daß diese sich aneinander reihen und nur Steinpfeiler dazwischen erhalten sind. Bei der Bildung von Steingittern, Säulengängen, Pilzfelsen, Wackelsteinen und ähnlichen Verwitterungsformen wirkt die Deflation mit (Fig. 215, 227, 236). Fensterartige Öffnungen werden in Felsen genagt und können selbst so erweitert werden, daß sie Felstore bilden, wie sie in Utah in besonders schönen Beispielen angetroffen werden (Prebischtor in der Sächsischen Schweiz). Solche Felsenfenster trifft man öfter im Hochgebirge (Fig. 347) und Felstore an Steilküsten verdanken ihre Entstehung auch mit der Tätigkeit des Windes (Fig. 316).

Die Steinwüsten der Sahara sind großenteils aus fast horizontal gelagerten Schichten gebildet, die, zu übereinander ansteigenden Terrassen aufgelöst (Schichtstufenlandschaft), Gebirge von 2500 m aufbauen. Es wechseln härtere und weniger widerstandsfähige Lagen. Diese werden dort, wo sie zu Tage liegen, eine Beute der Verwitterung und die festen Bänke bilden die Oberfläche des Landes. Auf weite Strecken reist man auf einer solchen Steinfläche dahin, über ein traurig eintöniges Land und gelangt dann an einen steilen Anstieg, der zu einer höheren Terrasse hinanführt, über die der ermüdende Weg fortgesetzt wird. An diesen Abstürzen treten die verschiedenen Schichten zu Tage, die leichter zerstörbaren verwittern, der Wind entfernt das lose Material, die festen Bänke bilden vor-



Fig. 348 Zeugenberge am Green River, Nordamerika
(nach einer Aufnahme von W. H. Jackson & Co., Denver)

springende Leisten, die schließlich nachbrechen und so rückt der Rand der höheren Terrasse zurück und die Abtragung schreitet bis zur Oberfläche der unteren Terrasse vor. Aber sie geht nicht an der ganzen Linie gleichmäßig vor sich. An vielen Stellen ermöglicht ein weicheres Gestein einen leichteren Angriff und es greifen steilwandige Täler mit jähem Talschlusse in den Absturz ein, die sich verzweigen können und randliche Partien der höheren Terrasse ablösen, die dann als tafel- oder pyramidenförmige Inselberge, von den Arabern Gura (Zeugen) genannt, erhalten bleiben und die einstige weitere Ausdehnung jener höheren Terrasse erkennen lassen (Fig. 348). Durch die feste Bank der Oberfläche werden sie eine Zeitlang vor der Zerstörung geschützt, bis sie endlich gänzlich bis auf die Gesteinsplatte abgetragen werden, die die untere Terrasse bildet.

Die Täler zeigen alle Anzeichen der trockenen Verwitterung, aber an ihrer Sohle die Spuren fließenden Wassers. Es sind dies die Trocken-täler (Wadis, Uadis), die nur selten, bisweilen jahrelang nicht, von rasch vorübergehenden Hochfluten (Ssel) durchströmt werden (Fig. 349).

Man geht bei der Einschätzung der Wirkung der Deflation für die Gestaltung der Landoberfläche von Wüstengebieten gewiß zu weit, wenn man auch die Entstehung der tiefen, steilwandigen und oft sehr langen Trockentäler mit ihrem amphitheatralischen Talschlusse, die keinen dauernden Flußlauf enthalten, auf eine äolische (durch den Wind bedingte) Abtragung zurückführen will. Kleinere Formen mögen so gebildet sein, bei den größeren ist aber sicher eine periodische Wassermasse anzunehmen, die mit einem katastrophalen Einbrüche tiefgehende Wirkungen ausüben

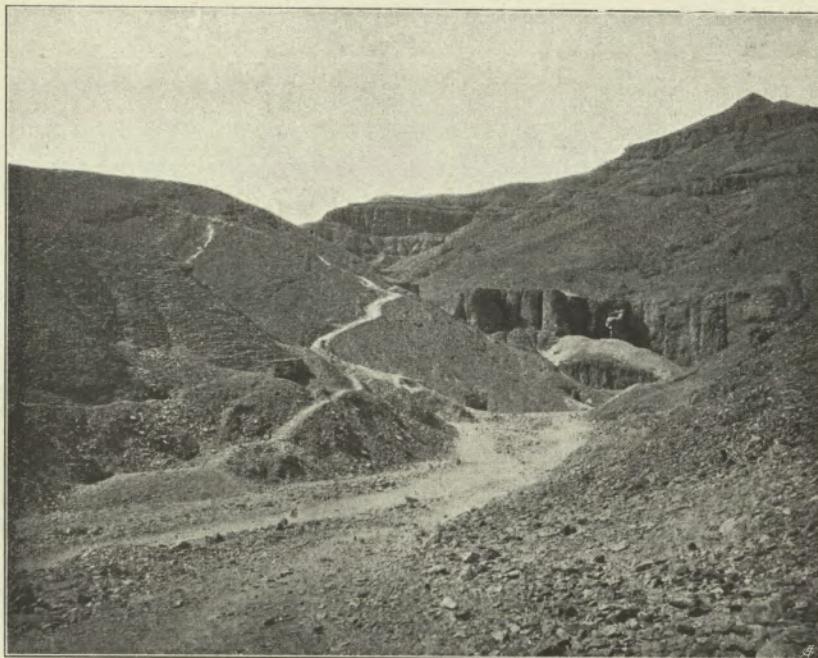


Fig. 349 Wadi bei Theben, Ägypten, mit steilem Talschlusse
(nach einer Aufnahme von S. Bloch)

kann. Gerölle, die sich im Tale finden, Terrassen, die es begleiten, der Gegensatz von Prall- und Gleithang sind sicher Anzeichen für eine einstige fluviatile Tätigkeit. Manche der großen Uadis sind in einer regenreichereren Vorzeit von großen Strömen durchflossen worden, während heute nur noch in ihrem Untergrunde ein Grundwasserstrom nachgewiesen werden kann, der zur Anlage von Brunnen geführt hat, durch die diese Gebiete für die Kultur gewonnen werden konnten. Auch die Flüsse, die, ohne zu versiegen, ihren Weg durch die Wüste nehmen, vereinen auf engem Raume hart nebeneinander die Merkmale der Deflation und Erosion durch fließendes Wasser. Das großartigste Beispiel dieser Art bietet der Colorado River, der sich seine 6000 Fuß tiefe Schlucht in die horizontal liegende Tafel des Colorado-plateaus genagt hat, in deren Tiefe er mächtig dahinrauscht (Tiefenerosion), während die Talwände unter dem Einflusse der Wüstenverwitterung (seit-

liche Erosion) stehen und zu riesigen Amphitheatern ausgebuchtet sind und zahlreiche Tafelberge und Pyramiden als Zeugen die einstige Ausdehnung des Plateaus bis an den Rand der eigentlichen Schlucht verraten (Fig. 274).

Da der Wind die Verwitterungsprodukte der Wüste schwebend fortträgt, ist die Möglichkeit gegeben, daß sich Vertiefungen, Mulden und Rinnen in der Landoberfläche bilden, die abflußlos sind. Wenn sie sich dem Grundwasserniveau nähern, können Oasen entstehen. In Arkansas sind zahlreiche kleine Mulden durch den Wind ausgehoben, in denen sich die Wässer sammeln und Seen bilden. Trockentäler verlieren ihr gleichsinniges Gefälle, es bilden sich niedere Talwasserscheiden aus und solche einstige Flussläufe sind dann nur eine Terrainfurche, die eine Reihe von Mulden zeigt. Nirgends deutlicher als durch diese Hohlformen der Landschaft zeigt sich die transportierende Kraft des Windes. Während Wasser und Eis nur untergeordnet durch Kolkung Hohlformen schaffen können, ist deren Ausdehnung bei äolischer Entstehung fast unbegrenzt.

In der Kieswüste, der Sserir, sind auf einer Gesteinsunterlage Kieselgerölle und -konkretionen angehäuft, die in der Vorzeit von Gewässern herbeigeführt worden oder aus abgetragenen Gesteinsschichten ausgewittert sind und entweder schon eine mehr minder abgerundete Gestalt besitzen oder sie erst durch die Verwitterung und die noch zu besprechende Abscheuerung durch den Sandwind erhalten haben.

In den Gebieten, wo die regelmäßigen Winde erlahmen, lassen sie zuerst den mitgeführten Sand fallen, während der feine Staub noch suspendiert bleibt. Es entstehen hier Anhäufungen von reinem Quarzsande, der infolge der vielfachen Reibung am Boden und an den anderen Sandkörnern meist wohl abgerundet ist. Die Vertiefungen der Landoberfläche werden von ihm ausgefüllt und wenn das Relief sehr schroffe Kontraste zeigt, sieht man dort oft halbbegrabene, steile Felsklippen oder Berge aus einer Sandfläche unvermittelt auftauchen. Großenteils aber ist das stark abgetragene Land gänzlich von den Sandmassen bedeckt, so daß kein festes Gestein mehr zu Tage tritt und es entsteht die Sandwüste, das A reg. Durch die Auslese des widerstandsfähigsten Materials wird sie hauptsächlich von Quarzsand gebildet, der aus der trockenen Verwitterung von Massengesteinen und in wohl noch viel größerem Maße von Schichtgesteinen hervorgeht. Untergeordnet kann auch der Sand fließender oder stehender Gewässer das Material liefern. Sandwüsten sind in den verschiedensten Teilen der Wüstengürtel bekannt und zeigen überall eine von dem Grundgebirge abhängige charakteristische Zusammensetzung des Sandes. Seine Färbung röhrt teilweise von den farbigen Gemengteilen her, in den meisten Fällen ist er durch Eisenoxydhydrat und Eisenoxyd oberflächlich braunrot oder rot, meist aber hellgelb gefärbt. Selten wird der Sand flächenhaft abgelagert, meist in rücken- oder kuppenförmigen Erhebungen, den Dün en. Wir verstehen darunter örtliche Bodenerhebungen, deren Entstehung und Gestalt im wesentlichen eine Wirkung des Windes sind. Als Grundform der Dün e wird die Sicheldün e (Barchan Transkaspiens) angesehen, die sich an oft sehr geringen Hindernissen bildet. Ein Stein, eine Pflanze sind genügend, aber nicht unbedingt nötig, um eine Anhäufung des Sandes zu veranlassen, die

dann von selbst fortschreitet. Es entsteht ein schildförmiger Sandhaufen mit gegen die Windrichtung (im Luv) flach geneigter Böschung und konkavem Umriß, während sich vor dem Winde geschützt (im Lee) eine steilere Böschung und ein konkaver Umriß herausbildet. Durch neu angetriebenen Sand, der die sanfte Böschung hinaufrollt, wächst die Düne nach oben und durch die über den Kamm herabrollenden Massen auch nach vorn. Ihr Fuß ist im Luv nur $5-10^{\circ}$ gebösch, höher hinauf $15-20^{\circ}$, der Scheitel ist flach und der Abfall im Lee mehr als 30° . Da der Sand seitlich an der Düne vorbeigetrieben wird, bilden sich flügelartige Verlängerungen und die Sichelform tritt mehr hervor (Fig. 350). Der Dünensand ist im allgemeinen strukturlos, zum Teil zeigt sich eine schräge Schichtung parallel der Oberfläche, da infolge der wechselnden Windstärke verschiedene schwerer



Fig. 350 Grundriß neu entstandener Barchane bei Buchara (nach J. Walther)

Sand abgelagert wird. Auf diese Art entsteht eine vom Firste beiderseits abfallende Schichtung, die für Dünen bezeichnend ist. Durch verschiedene Färbung des Sandes infolge wechselnder Oxydationsstufe des Eisengehaltes kann eine bunte Bänderung entstehen.

Ändert sich die Windrichtung, so wird die Gestalt der Sicheldünen verändert. Weht er lang in einer Richtung, vereinen sich mehrere zu rückenförmigen Dünenzügen. Springt der Wind um, werden diese wieder in einzelne Sicheldünen oder unregelmäßige Hügel zerlegt. Man ist geneigt, die Entstehung aller Dünenzüge auf diese Weise zu erklären, aber es dürfte die Bodengestalt, die Stärke des Windes und die Beschaffenheit des Sandes auch einen Einfluß auf den Bau der Dünen ausüben. Bei genügender Sandzufuhr dürften die bisweilen zahlreichen, zueinander parallelen Längsdünen, die regelmäßig wie Wellenberge und Wellentäler aufeinander folgen, wohl durch die Luftwellen selbst aufgehäuft werden, ohne daß ein Hindernis den Sand festhält. Dies sind die Quer-(Transversal-)dünen, die senkrecht zur herrschenden Windrichtung liegen. Wenn die Sandzufuhr geringer ist und der heftige Wind eine bestimmte Richtung einhält, bilden sich dieser parallele Hügelzüge mit unregelmäßigen Böschungen, die von Furchen ge-

trennt sind (Längsdünen der Kalahari, Zentralasiens u. a. O.). Dünen bedecken oft Tausende von Quadratkilometern Landes und werden 20, 50, ja 200 m (so in der Sahara) hoch, mehrere hundert Meter breit und ziehen sich 70—80 km lang hin. Ihre Oberfläche ist oft von sogenannten Rippeln



Fig. 351 Dünen bei Biskra, Algier (nach einer Aufnahme von Leroux, Algier)

bedeckt, das sind schmale, langgestreckte parallele Furchen und Rücken, die winzigen Dünenzügen gleichen und eine Folge heftigen Windes sind (Fig. 351). Sie sind eine ähnliche Erscheinung wie das Gekräusel der Wellen bei Sturm und ihre Größe ist von der Windstärke bedingt.

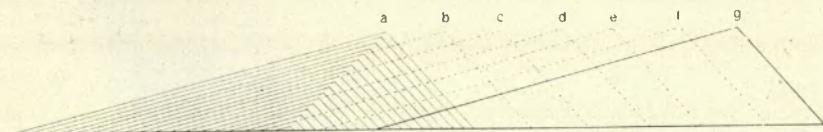


Fig. 352 Schematische Darstellung des Baues und des Wanderns einer Düne, a—g aufeinanderfolgende Lagen des Kamms

Die Höhe und Breite einer Düne ist von der Größe der Sandkörner und der Windstärke abhängig und überschreitet nicht ein bestimmtes Maß, solange diese beiden gleich bleiben. Wenn der Wind stärker weht, werden die obersten Partien der Düne abgetragen, der Kamm scheint zu rauchen und der Sand wird im Lee angehäuft, so daß der Kamm ein Stück vorwärts gerückt wird, die Düne wandert (Fig. 352). Auf diese Weise kann sie sich in der Windrichtung weiterbewegen, die vor ihr liegenden Flächen

überdecken und läßt nur ihren Fuß zurück, der dem Winde keinen Angriffspunkt mehr bietet. Dieses Wandern der Dünen geht verschieden schnell vor sich. Bei der Oase von Bochara hat man beobachtet, daß sie im Winter 12 m nach Norden, im Sommer 18 m nach Süden vorschreiten und also im Jahre nur 6 m nach Süden wandern. Viele große Dünen der Sahara, die in 1–2 km Abstand voneinander liegen, sind anscheinend in Ruhe, sie haben Namen wie Bergzige. An Dünen, die abwechselnd von entgegengesetzten Seiten vom Winde bestrichen werden, ist der Unterschied in der Böschung fast verschwunden. Wenn eine Düne weiter gewandert ist und über ihren liegengelassenen Fuß vielleicht unter veränderter Windrichtung oder Windstärke eine neue angehäuft wird, steht die veränderte innere Struktur dieser in einem Gegensatze zu der der Unterlage und wenn sich dieser Vorgang wiederholt, gibt ein Querschnitt durch diese Sandmassen einen anscheinend ganz gesetzen Wirrwarr von rasch auskeilenden Schichten, die aber bei genauerer Betrachtung zeigen, daß sich die schräge oder divergierende Schichtung vielfach übereinander wiederholt. (Siehe Diagonal-, Kreuzschichtung!)

Wir haben gesehen, wie durch die Deflation weite Landstrecken eingeebnet werden können, daß Abtragungsflächen gebildet werden, die weithin fast horizontal sich erstrecken. Wenn nun durch regelmäßige Winde Sandmassen darüber geweht werden, so greift die Sandwüste über die Steinwüste. Am Rande der Wüsten ist vielfach zu sehen, wie der Sand über Kulturland sich ausbreitet, es unter sich begräbt und für immer vernichtet. Die Wüste transgrediert wie das Meer und breitet mehrere hundert Meter mächtige Sedimentschichten über das Land aus.

Durch den vom Winde ausgeführten Seigerungsprozeß werden die Staubteilchen von dem Sande geschieden und erst in Gegenden fallen gelassen, in denen die Luftbewegung völlig erlahmt. Dies geschieht vielfach an den Rändern von Wüstengebieten oder in Steppen. Aber der leichte Staub würde beim nächsten Winde wieder weggeweht werden, wenn ihn nicht die Pflanzendecke, besonders die Grasnarbe bände. Zwischen den Grashalmen findet er Schutz und erhöht dadurch den Boden. Die Gräser werden allmählich darin begraben, eine neue Vegetationsschicht faßt Fuß und der aus dem Staube gebildete Boden, meist Tonboden oder toniger Sand, wird von zahllosen feinen Röhrchen durchzogen, die die verwesenden Halme und Wurzelspäne zurückgelassen haben. Es bildet sich der sogenannte Lößboden, der in manchen Gebieten, wie besonders in China, eine weite Verbreitung besitzt. Darüber wird im Abschnitte über Sedimentbildung noch die Rede sein.

Wo keine Vegetationsdecke den aufgehäuften Staub verhüllt, da sind die Bedingungen für die Ausbildung einer Tonwüste gegeben. Regengüsse lassen ihn auseinanderfließen und eine feste Decke bilden, die zusammengebacken der Deflation Widerstand leisten kann. Dies ist der Takyrboden Transkasiens, die Sebcha Afrikas. Der austrocknende Boden wird von Trocknungsrissen in polygonale Platten zerlegt, die sich beim Einschrumpfen düten- oder zylinderartig zusammenrollen. Vom Winde fortgerollt, können sie auf eine Sandfläche geraten, dort eingebettet werden und bilden dann bei neuer Durchfeuchtung einen Tonknollen (Tongalle)

mitten in einem sandigen Sedimente. Auf diesen ausgebrannten Tonflächen erhalten sich die Spuren darüber schreitender Tiere, die Eindrücke von Regentropfen, die Grübchen platzender Gasblasen und können, von neuen Schichten überdeckt, unbegrenzt ihre Gestalt bewahren (fossile Fährten und Regentropfen).

In den als Halbwüsten zu bezeichnenden weiten Gebieten, die sich im nordamerikanischen Westen in trostloser Unwirtlichkeit ausdehnen, treten in den leicht zerstörbaren Sandsteinen, Mergeln und Tonen außerordentlich



Fig. 353 Big Bad Lands, South Dakota, Nordamerika
(nach einer Aufnahme von N. H. Darton)

phantastische Oberflächengebilde auf, die zum Teil auf Winderosion zurückgeführt werden müssen (Badlanderosion). Die Einschaltung widerstandsfähigerer Bänke gibt Anlaß zur Bildung von Zinnen, Zacken, Pfeilern u. dgl., die die feinsten Härteunterschiede des Gesteins erkennen lassen (Fig. 353).

Der Wind kann vom Meere Salzwasserstaub und bei dessen Verdunstung Salzkristallchen landeinwärts führen und eine Salzanreicherung veranlassen. Ebenso trägt er gelegentlich große Mengen von Blitzenstaub mit sich, die als „Schwefelregen“ zur Erde sinken und die, wie wir bei der Entstehung der Kannelkohle sehen werden, eine Rolle im Haushalte der Erde spielen.

Fluß- und Küstendünen

Große Sandanhäufungen und Dünen finden sich aber nicht nur im Bereich von Wüsten. Eine Quelle des Sandes ist auch das Meer, das an seinen flachen Gestaden große Massen zerriebenen Materials auswirft, die dann ein Spiel der Winde werden (Küstendünen). Dasselbe kann an Inlandseen und bei Flüssen der Fall sein (Flußdünen). Flüsse verlassen

bei Hochwasser oft ihr Bett und überfluten das Land weithin und wenn sie sich wieder in ihr Gerinne zurückgezogen haben, ist der Boden mit Schlamm bedeckt, der aus feinem Sande und Ton besteht. Flüsse, die durch Sandgebiete ihren Lauf nehmen, bilden daher kein Hindernis für das Wandern von Dünen, denn der Sand, der in sie hineingeweht wird, wird am anderen Ufer wieder als Sandbänke abgelagert und setzt seine Wanderung fort. Auch durch Verwitterung von Gesteinen oder infolge Entblößung eines sandreichen Untergrundes kann in geeigneten Gebieten eine Sandanhäufung



Fig. 354 Flugsand (Inlanddüne) bei Vadkert, Pester Komitat (phot. L. v. Lóczy)

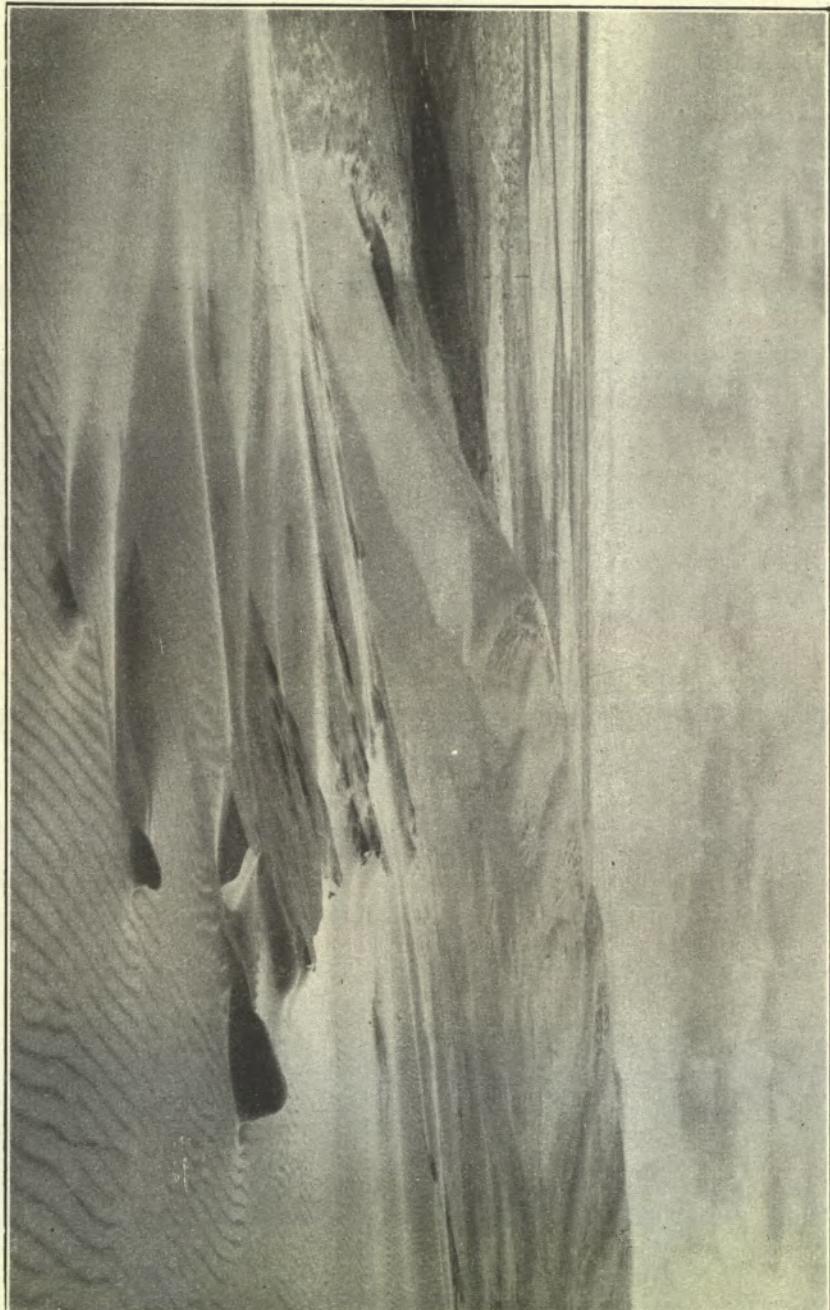
erfolgen, so daß ohne alle die genannten Einflüsse freilich meist wenig ausgedehnte Sandflächen entstehen und Dünen aufgehäuft werden können. Dies ist zum Beispiel im Gebiete der diluvialen Vereisung im deutschen und russischen Tieflande, in der ungarischen Ebene u. a. O. der Fall (Fig. 354).

Von größerer Bedeutung sind allein die Sandgebiete an Küsten, besonders der Meere, die an vielen Flachküsten Dünen aufweisen. Von Südfrankreich zieht mit geringen Unterbrechungen eine Dünenzone, der atlantischen und Ostseeküste folgend, bis an den Finnischen Meerbusen und erreicht bis 6 km Breite.

Das Meer spült in seinem ewigen Wellenschlage den Sand an, die Sonne trocknet ihn oberflächlich rasch und der Wind trägt ihn landeinwärts. Es bilden sich langgestreckte Dünenzüge parallel zur Küste (Küstendünen, Fig. 355), selten Siedeldünen, wohl weil der Sand gleichmäßig angetrieben und weitergeführt wird. Wirft ein Strand dauernd Sand aus, so häuft er sich zu einer niedrigen, meist infolge Unterwaschung bei Hochfluten steiler geböschten Vordüne. Je nach dem Wellengange ist der Strand verschieden breit (Fig. 356) und es kann sich neuer Sand nur wieder anhäufen, wenn der Seewind das alte Material entfernt hat. Der Sand ist infolge des Waschungsprozesses durch das Wasser staubfrei und besitzt meist eine

gelbliche Farbe. Die Körner bestehen aus Quarz, Feldspat, Hornblende, Augit, Granat, Magnet- und Titaneisen, Kalk und anderen Mineralien von einem mehr als 2·5 betragenden spezifischen Gewichte.

Fig. 355 Dünens am Ostseestrande, Bogendünen und Rippeln (nach einer Aufnahme von Gottheil & Sohn, Königsberg)



An den deutschen Küsten erreichen die Dünen 40–50 m, südlich von Bordeaux 90 m Höhe. Durch die vorherrschende Windrichtung bewegt, wandern die Meeresdünen mehrere Meter, im Maximum 25 m im Jahre,

a = Wasser. c = Schaumstrand. D = Flugsand.
b = Meeressand. d = Hochstrand.

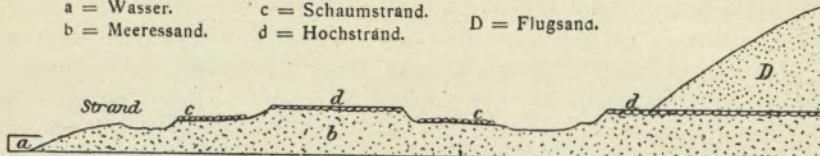


Fig. 356 Strandwall auf Sylt (nach Meyn aus P. Gerhardt)

weiter und begraben Kulturland, Wälder und Ortschaften unter ihren Massen (Fig. 357). An der Ostseeküste sind den Flussmündungen lange, schmale Halbinseln (Nehrungen) vorgelagert, die seichte Buchten (Haffe) fast



Fig. 357 Hütte in Perwelk, Ostsee, von Dünen bedroht
(nach einer Aufnahme von Gottheil & Sohn, Königsberg).

völlig vom offenen Meere abschneiden (Fig. 311). Sie sind ausschließlich durch Sandanhäufungen gebildet und von Dünen bedeckt, die gegen das Haff wandern. Hier hat man beobachtet, daß Siedlungen von Dünen begraben worden waren und nach längerer Zeit wieder daraus emportauchten, sobald diese darüber hinweggeschritten waren. Das bekannteste Beispiel

ist das Dorf Kunzen auf der kurischen Nehrung, das zu Anfang des vorigen Jahrhunderts noch vor einer 70 m hohen Düne lag und dessen Ruinen nach etwa einem halben Jahrhunderte wieder sichtbar wurden. Infolge der vorschreitenden Dünen wird das Haff eingeengt und man hat berechnet, daß es in spätestens 550 Jahren vollständig zugeschüttet sein wird. Der durch das Wandern der Dünen verursachte wirtschaftliche Schaden hat dazu geführt, ihre Natur genau zu studieren und Wege zu suchen, sie festzulegen, zu binden. Dies geschieht durch künstliche Herstellung einer Pflanzendecke, die die Zufuhr des Sandes, dann aber die Weiterbewegung der Düne verhindern soll. Durch Flechtwerk sucht man zuerst den Angriff des Windes abzuwehren, wodurch den genügsamen Strandgräsern ermöglicht wird Wurzel zu fassen. Später erst ist die Anpflanzung von Sträuchern und Bäumen auf der nun still liegenden Düne möglich. Bei der großen Bedeutung, die der Dünenbau für viele Staaten besitzt, ist er ein wichtiger Zweig der kulturtechnischen Arbeit geworden.

Auch Korallensande, die als Verwitterungsprodukt an Korallenriffen auftreten und Kalkoolithe werden zu Dünen aufgehäuft und oft durch ein kalkiges Bindemittel verfestigt, so daß sie ihre Struktur sehr gut bewahren.

Äolische Korrasion

Neben der transportierenden Arbeit (Abblasen lösen Materials, Deflation) leistet der Wind aber auch eine abscheuernde (äolische Korrasion),

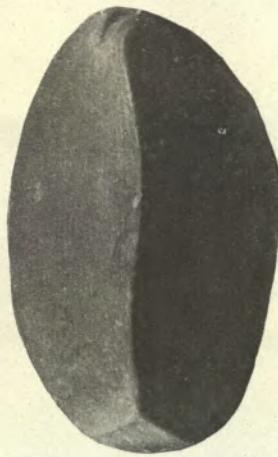


Fig. 358 Einkanter

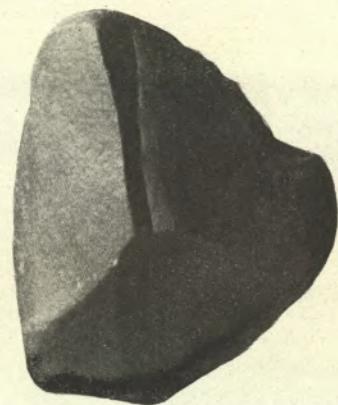


Fig. 359 Dreikanter

indem er das feste Gestein angreift. Freilich ist die Wirkung der bewegten Luft an sich überaus gering, aber wenn der Sturm mit Staub und Sand beladen über die Ebene hinfegt, dann wirkt er wie ein Sandgebläse und schleift selbst das härteste Gestein ab. Die Gewalt der Sandstürme schleudert die Körner wie unzählige Geschosse gegen jedes Hindernis und die Bauten in Wüstengebieten lassen deren Wirkung deutlich erkennen. Der feinste Staub, der selbst von leichten Winden geweht wird, ruft eine Politur be-

sonders aller feinkörnigen Gesteine hervor, die wie mit einem glänzenden, durchsichtigen Lacke überzogen erscheinen (Wüstenlack). Dieser findet sich auf allen Felsen, Blöcken und Geröllen. Ihm verdankt die Wüste die wundervollen Farbenwirkungen besonders bei Sonnenuntergang. Nach selbst kurzen Regen verschwindet er und die Gesteine erscheinen matt und rauh.

Viel stärker ist die Korrasion durch Sand. Sie schafft im kleinen mehr minder ebene, mattglänzende Flächen. Wenn der Sandwind lange Zeit aus einer Richtung weht, erzeugt er auf einem Gerölle eine Schlifffläche, die



Fig. 360

Äolisch herauspräparierte Quarzadern
in Dolomit



Fig. 361

Äolisch herauspräparierte Spaltausfüllung,
aus Hämatit und Sand bestehend.

gegen die Windrichtung einfällt und mit einer scharfen Kante senkrecht zu dieser endet. Solche Gerölle heißen Einkanter (Fig. 358). Durch Umkippen auf der Unterlage, ohne daß das Streichen sich ändert, kann das Gerölle dem Winde so ausgesetzt werden, daß eine oder zwei weitere Flächen angeschliffen werden (Parallelkanter). Wenn ein Gerölle dem auf dem Boden rasch dahinbewegten Sande ein Hindernis bietet, so teilt sich an ihm der Sandstrom in zwei Arme, die sich hinter ihm wieder vereinen, an seinen Seiten aber Flächen anschleifen, die sich in scharfen Kanten schneiden. Es entstehen Pyramidenkanter (Dreikanter, Facettengeschiebe, Fig. 359). Oft sind Bruchflächen vorhanden, die das Anschleifen erleichtern.

Daß die Bildung der Dreikanter heute in den Wüsten vor sich geht, kann man beobachten; in unserem Klima ist dies aber ausgeschlossen. In der Vorzeit sind wiederholt die Bedingungen dazu gegeben gewesen, wie das Auftreten von solchen Geschieben in den verschiedensten Formationen

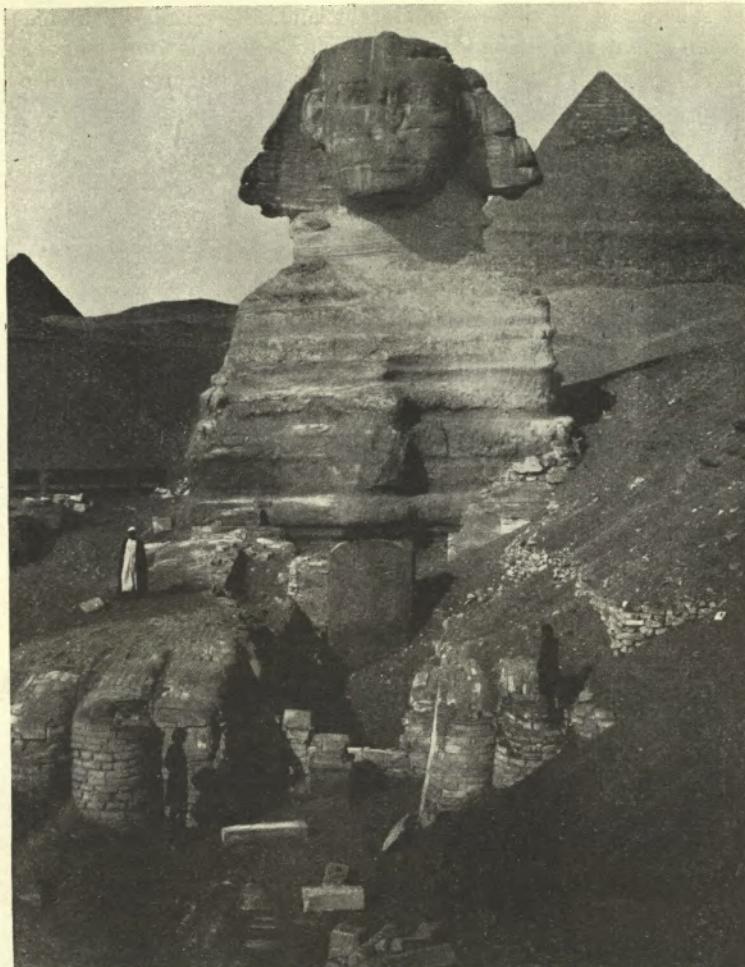


Fig. 362 Winderosion und Verschüttung durch Sandwehen am Sphinx, Ägypten
(nach einer Aufnahme von L. Fiorillo, Kairo)

(Präkambrium Schottlands, Kambrium Schwedens, Perm Niederösterreichs, Buntsandstein Thüringens und besonders im Diluvium Mitteleuropas) beweist. Alle Kiesel oder kieseligen Konkretionen, Fossilien u. dgl. erhalten durch Sandschliff einen matten Glanz (Politur). Kristallflächen werden ebenfalls infolge winziger Unebenheiten matt. Härteunterschiede des Gesteins bewirken seichte Gruben, ein blatternarbiges Aussehen, härtere Gemengteile oder Gesteinspartien werden herausgearbeitet (Fig. 360, 361), Fossilien, be-

sonders große Foraminiferen (Nummuliten, Operculinen), Austern, Seeigel u. a., die meist verkieselt sind, treten oft auf kurzen Stielen hervor und häufen sich endlich auf der Landoberfläche an.

Felsen werden durch Sandschliff geglättet und mit unregelmäßigen, sich labyrinthisch vielfach kreuzenden Furchen bedeckt. Auf Kalksteinquadern sind bis 3 cm tiefe horizontale Furchen beobachtet worden. Die physikalische Verwitterung wird durch den Wind stark unterstützt. Der Sphinx bei Gizeh zeigt die durch Eisensalzinfiltation verhärteten Schichten im Relief hervortreten, gerade so wie in den Badlands konkretionäre Platten aus dem tonigen Gesteine hervorragen (Baldachinfelsen, Fig. 362).

Auf höheren Felsen macht sich ein Unterschied in der Schleifwirkung bemerkbar, indem nur der Fuß von dem groben Sande, die höheren Partien vom Staube bestrichen werden. Metertiefe Furchen und scharfe Grade werden durch die Korrasion herausgearbeitet und niedere, abgerundete Hügel, die an Eiswirkung gemahnen, werden aus leicht verfestigtem schlammartigen Materiale modelliert. Bauwerke zeigen den Fuß der Mauern wie untergraben. In den chinesischen Wüsten hat man die senkrecht zur herrschenden Windrichtung liegenden Mauern oft ganz zerstört gefunden.

Durch Wirbelbewegung der Stürme können Vertiefungen geschaffen werden, die ziemliche Ausdehnung besitzen und als Windkolke bezeichnet werden. Solche tiefere Ausfurchungen sind begreiflicherweise in Tonwüsten häufiger, wo das zerfallende Material leicht entführt wird. Dazu gehören die Schardangs Zentralasiens, langgestreckte, durch steile Rippen voneinander getrennte Mulden. Bei diesen Reliefformen ist freilich schwer zu erkennen, wie weit die korradierende Tätigkeit des Windes geht, da es sich dabei wohl großenteils nur um Abblasung von Verwitterungsprodukten handelt.

* * *

Durch die Deflation werden Landstriche mit aridem Klima abgetragen. Dies erfolgt über weite Flächen gleichzeitig und könnte theoretisch unbegrenzt seinen Fortgang nehmen, bis der Grundwasserspiegel erreicht ist. Weite Mulden werden ausgeblasen und welche Massen vonlosem Materiale bewegt werden, zeigt eine Schätzung der Lößmengen, die als Ablagerung feinsten Staubes gedeutet werden. In Asien sind 1,324.000 km² damit bedeckt, die bei etwa 30 m Mächtigkeit eine Masse von 40.000 km³ vorstellen, die einem Massendefizit der Erdrinde an einer anderen Stelle entsprechen. Aber trotzdem wird die weitergehende Deflation durch die Schutzdecken, die Panzerung der Wüste gehemmt. Die härteste Bank bildet schließlich die Oberfläche der Steinwüste, die der Wind nicht angreifen kann. Nur wo sich Schichtstörungen finden oder die darunter befindlichen weicheren Partien zu Tage treten, kann er weiter abtragen. Es werden manche Wüstengebiete als sehr alte Oberflächenformen angesehen, wie die Kalahari oder die libysche Hamada. Die Anhäufung von Kieseln, ausgewitterten Konkretionen, das weit verbreitete zerfallene Gestein härterer Gänge (Quarz, Eruptiva) und die eisenschüssigen Rinden schützen die leichter zerstörbaren Schichten. Stellenweise ist grober Sand völlig eben abgelagert, so daß auch er dem Angriffe des Windes widerstehen kann. Die Deflation beginnt aber

sofort von neuem, sobald eine Störung dieses Ruhezustandes durch irgend eine Ursache eintritt. Unter den Tritten der dahinziehenden Karawane erhebt sich eine Staubwolke, die verweht wird, gerade so wie unter dem Schritte des Wanderers der Staub der Landstraße hoch aufwirbelt, selbst wenn der leise Lufthauch kaum zu spüren ist. Auf diese Weise entstehen in trockenen Landstrichen im Löß Hohlwege, die nur durch die jahrhundertelange Benutzung eingegraben werden, die das leicht zerreibliche Material für den Transport durch den Wind vorbereitet.

Durch Verdunsten der aufsteigenden Feuchtigkeit wird besonders in Tonwüsten die Oberfläche mit Salz- oder Gipskrusten bedeckt, die ebenfalls die weitere Abtragung wenigstens vorübergehend verhindern.

6. Abtragung und Relief

Die Fülle der Großformen der Landschaft und deren Einzelheiten erklärt sich aus den Angriffen der abtragenden Kräfte auf das von der Gebirgsbildung geschaffene Relief der Erdoberfläche und aus der Ablagerung der Zerstörungsprodukte. Wenn die Abtragung auf ein Stück der Erdoberfläche wirkt, werden ihm Züge aufgeprägt, die von seinem Baue (der Festigkeit und Lagerung der Gesteine) und der Art der abtragenden Kräfte abhängen. Es ist Aufgabe der Geologie, aus dem Gepräge, der Fazies, dieser Formen die Kräfte zu erkennen, die sie geschaffen haben und die Erklärung ihrer Entstehung zu liefern. Die dynamische Geologie ist die Grundlage der Morphologie und Morphogenie, der Lehre von der Entstehung der Formen der Erdoberfläche. Da die Auswahl und die Art des Angriffes der verschiedenen abtragenden Kräfte großenteils von den klimatischen Verhältnissen abhängt, ist die Fazies des landschaftlichen Bildes durch diese grundlegend bedingt. Man kann also vielfach direkt aus den Zügen der Terrainoberfläche das Klima eines Landstriches ersehen.

Die Formen der Erdoberfläche teilt man in Struktur- und Skulpturformen ein. Jene zeigen Übereinstimmung zwischen ihrem Baue und ihrer Gestalt, also deren ursächlichen Zusammenhang, während bei diesen die äußere Form unabhängig aufgeprägt worden ist.

Das durch größere Widerstandsfähigkeit bedingte Hervortreten von Gesteinsmassen gegenüber leichter zerstörbaren — weicheren oder stark zerklüfteten — ist im großen und kleinen die ursprünglichste Folgeerscheinung dieser zerstörenden Vorgänge. Die feinste Arbeit im Herausskulpturieren aller härteren Gesteinspartien nach der Verwitterung leistet die Korrasion des Windes; deshalb findet sich in ariden Klimaten die große Mannigfaltigkeit oft bizarrer Erosionsformen. Die Wirkung des bewegten Wassers richtet sich auch stark nach der verschiedenen Widerstandsfähigkeit, wie man in allen Hochtälern, an jeder Felsküste sehen kann, wird aber in unseren feuchteren Gegenden durch die Gesteinszersetzung teilweise verwischt. Unempfindlicher ist das sich bewegende Eis, das nur im groben Gesteinsunterschiede in seiner alles abhobelnden Arbeit berücksichtigt. Berge, die infolge größerer Härte von der Erosion herausgearbeitet werden, bezeichnet man als Monadnocks oder Härtlinge. Die Gesamtheit dieser

Erscheinungen wird als selektive Erosion bezeichnet. Verschieden wie die Art der Korrasion ist auch die von ihr geschaffene mehr minder glatte Gesteinsoberfläche, die bei hartem Gesteine durch den Sandwind einen matten Glanz erhält, während Gerölle nur in feuchtem Zustande glänzend sind. Der Gletscherschliff zeigt oft spiegelnde Politur mit den erwähnten Kritzen.

Die Arbeitsmethode der einzelnen Kräfte ist überaus verschieden. Der Wind wirkt als Sandgebläse, gelegentlich durch Wirbel inlosem Materiale kolkend, das fließende Wasser scheuert und kolkkt mit den mitgeführten Geschieben, die Brandung benennt wie mit Sturmböcken die Felsküste und das Eis hobelt und poliert mit der Grundmoräne unter hohem Drucke.

Der Wind wirkt flächenhaft auf weite Erstreckung gleichzeitig, das fließende Wasser an verzweigten Linien, der Gletscher breit söhlig, die Brandung senkrecht zur Küste an langer Linie, das Inlandeis auf einer weiten Fläche gleichzeitig und besonders an der vorrückenden Stirne. Wind, Brandung und das Inlandeis könnten ideale Ebenen schaffen, während die fluviatile Endfläche diesen Zustand nie erreicht. Man hat sie zusammenfassend als Abtragungs- oder Rumpfflächen bezeichnet. Wind und Eis sind in ihrer Arbeit auf klimatische Gebiete beschränkt, während die Brandung an allen Meeresküsten wirkt und sich fluviatile Erosion über die ganze Welt verbreitet findet, wenn sie auch gelegentlich zurücktritt.

Abflußlose Vertiefungen kann fließendes Wasser mechanisch oder chemisch in geringem Umfange schaffen, das Eis schürft schon bedeutendere Wannen aus, aber auf weite Strecken hin kann Deflation abflußlose Senken ausräumen. Depressionen — unter den Meeresspiegel reichende Teile der Landoberfläche — können nur durch Nachbruch (tektonisch), durch Deflation und theoretisch auch durch Eisschurf entstehen, nie durch fließendes Wasser, das dem Meeresniveau zustrebt.

Vielfach getrennt voneinander, aber oft miteinander wirkend sind die verschiedenen Kräfte an der Arbeit, wobei aber doch eine so hervorsticht, daß sie den Typus, die Fazies der Landschaft bedingt. Wir sprechen von einer Gletscherlandschaft, von Erosionsrelief und Deflationsfazies eines Gebietes, von einer Transgressionseinebnung je nach den Kräften, denen wir eine Oberflächenform zuschreiben, aber im Wechsel der Erdgeschichte kann dieser Habitus umgeprägt werden, wenn ein anderer reliefbildender Vorgang mehr in den Vordergrund tritt. So überzieht die Wüste drainiertes Land, das Meer ertränkt die Täler und dringt in Zentralgebiete ein und Gletscher bilden das Relief der Flußerosion um. So werden die charakteristischen Runen des Klimas der Landoberfläche aufgeprägt und der Geologe muß aus deren oft verwischteten Spuren auf einer Abtragungsfläche erkennen, welche Kräfte diese Schriftzeichen eingezeichnet und weiters welche klimatischen Bedingungen also auf diesem Teile der Erdoberfläche einmal geherrscht haben. Er findet eine weitere Stütze für seine Untersuchungen in den fossilen Verwitterungsböden. Diese Veränderungen im Laufe der Entwicklung eines Landschaftstypus zu erkennen, ist für die historische Geologie wichtig, aber oft schwierig. Darüber wird in dem Abschnitte über Absatzgesteine noch die Rede sein, da oft nur diese die vollzogenen Umwälzungen zu erkennen gestatten. Noch schwieriger ist es, die Fazies der

Landschaft früherer geologischer Zeiten zu erfassen, wenn tektonische Vorgänge sowie Veränderungen der Gesteine diese Deutung erschweren.

Das ideale Endziel der Abtragung der Festlandsmassen muß eine in der größten Tiefe der Abrasion, also in etwa 200 m unter dem Meeresspiegel liegende Oberfläche der Lithosphäre sein. Eine solche Fläche würde außerhalb des Wirkungsbereiches aller abtragenden Kräfte gelegen sein, sie wäre die ideale, absolute Endfläche und sie ist auch früher als die herrschende Form angesehen worden, da man in erster Linie der marin Abrasion den Hauptanteil an der allgemeinen Enebnung zuschreiben wollte. Später ist die Wirkung des fließenden Wassers wieder mehr in den Vordergrund gezogen worden und die fluviale Endfläche sollte das Endziel der Abtragung sein und gegenwärtig ist man geneigt, auch der Deflation und dem Gletscher-(Inlandeis)-schurfe ihren Anteil an dieser allgemeinen Abtragung zuzugestehen. Aus der Darstellung des mannigfachen Wirkens der zerstörenden Kräfte geht wohl zur Geltige hervor, daß ebenso die physikalische und chemische Verwitterung wie die Bewegung loser Terrainmassen und die Lebensfunktionen der Pflanzen- und Tierwelt an der Arbeit sind, die Niveauunterschiede auszugleichen und daß an einer zu stande gekommenen Abtragungsfläche je nach dem Klima, der Höhenlage, der Beschaffenheit des Untergrundes usw. eine Mannigfaltigkeit der ineinander arbeitenden Kräfte tätig gewesen ist. Wenn die Forscher deren einer oder anderen den Vorzug gegeben haben, so geschah dies in einseitiger Anlehnung an ein besonders gepflegtes Arbeitsgebiet. Es wird stets des genauesten Studiums der Einzelheiten in jedem besonderen Falle bedürfen, um zu entscheiden, welche Kräfte an der Ausbildung einer Enebnungsfläche tätig gewesen sind. Gerade in der Morphologie ist es besonders gefährlich zu verallgemeinern, da die Mannigfaltigkeit der Natur unserer Erkenntnis stets neue Rätsel stellt.

Der Gesamtbetrag der jährlichen Abtragung wird auf etwa 16 km³ geschätzt (10'43 km³ Erosion, 0'30 km³ marine Abrasion, 4'92 km³ chemische Abtragung). Das Land wird dadurch um 0'11 mm erniedrigt, der Spiegel des Meeres durch die in ihm abgelagerten Abtragungsprodukte um 0'044 mm erhöht, die Erhebung des Festlandes also um 0'154 mm verringert.

An immer mehr Beispielen zeigt sich, daß das heutige Relief oft nicht in der Gegenwart oder in der jüngsten geologischen Vorzeit geschaffen worden ist, sondern daß wir alte Landoberflächenformen aus viel älteren Zeiten vor uns haben, die unter Sedimenten begraben waren, bis sie jetzt durch die Abtragung wieder bloßgelegt worden sind (exhumiertes Relief). Solche fossile Landschaftsformen sind aus den verschiedensten Perioden der Erdgeschichte bekannt und zeigen bisweilen alle Einzelheiten der hydrographischen Verhältnisse. Schöne Beispiele liefern besonders alte Festlandsmassen, deren durch lange Festlandsperioden ausgebildetes Relief von einer jüngeren Transgression begraben worden ist, deren mehr leicht zerstörbare Sedimentdecke den abtragenden Kräften leicht zum Opfer gefallen ist. Oft lassen zahlreiche geringe Abtragungsreste deutlich erkennen, wie genau sich die Bloßlegung der alten Formen vollzogen hat.

C. Bildung der Absatzgesteine

Natur und Einteilung der Absatzgesteine

Die von den abtragenden Kräften durch Lösung oder in mehr oder minder zerkleinertem Zustande entfernten Massen der Erdoberfläche werden in Gebieten abgelagert, wo die für ihren Transport maßgebenden Bedingungen nicht mehr vorhanden sind. Es sind dies die Gebiete der Ablagerung in weitestem Sinne, die, wie erwähnt, von denen der Abtragung streng getrennt sind. Die Mineralmassen, die auf dem angeführten Wege abgelagert werden, stehen in einem genetischen Gegensatze zu den Massengesteinen, sie bilden die oberste Hülle der Lithosphäre, die Stratosphäre und besitzen mit ihren Einschlüssen organischer Reste als Grundlage der Stratigraphie eine ungleich größere Bedeutung für die Erdgeschichte. Sie bilden die Absatzgesteine und umfassen 1. die aus einer meist wässerigen Lösung ausfallenden chemischen Ablagerungen oder Präzipitate, 2. die durch den Lebensprozeß von Tieren und Pflanzen auf organischem Wege gebildeten organogenen Ablagerungen oder Biolithe und 3. die Sedimente, deren Definition später gegeben werden wird.

Ein den meisten Absatzgesteinen zukommendes typisches Merkmal, das aus der Art ihrer Bildung hervorgeht, ist die Schichtung. Jede Unterbrechung, Verzögerung oder Beschleunigung des Absatzes oder ein Wechsel in der Beschaffenheit des Materials bewirkt bei Ausschluß sonstiger Störungen eine senkrecht zur Richtung der Kraft, die den Absatz hervorruft, also senkrecht zur Schwerkraft oder deren Komponente liegende Unterbrechung der abgesetzten Masse, eine Absonderungs-, Auflagerungsfläche, die also Absätze von verschiedener Beschaffenheit trennt. Diese Unterbrechung kann oft so geringfügig sein, daß sie mit bloßem Auge kaum wahrnehmbar ist und sich als zarter Belag, sogenannter Besteg, von abweichender Beschaffenheit zu erkennen gibt. Die Gesteinsmasse, die von zwei solchen Flächen eingeschlossen wird und bei geringer Dicke eine große seitliche Ausdehnung zeigt, heißt eine Schicht. Die Absonderungsflächen werden daher auch Schichtflächen genannt. Sie sind in idealer Ausbildung ursprünglich horizontal, können aber, wie wir noch sehen werden, gegeneinander geneigt sein oder einen mehr minder unregelmäßigen Verlauf zeigen. Die Entfernung der unteren (Sohl-) und der oberen (Dach-) Fläche voneinander ist die Stärke oder Mächtigkeit der Schicht. Absatzgesteine sind oft durch eine Anzahl von Schichtflächen in einzelne Lagen, Schichten oder Bänke — bei bergmännisch wichtigen Mineralen Flöze — genannt, geteilt. Sie werden dann als geschichtet oder gebankt — Schichtgesteine — bezeichnet. Nicht jedes Absatzgestein ist also ein Schichtgestein. Je nach der Stärke der einzelnen Bänke spricht man von dick- oder dünnbankigem Gesteine, bei nur sehr schwachen Lagen von düngeschichtetem oder blätterigem. Schieferig ist gleichbedeutend und ist als primäre Erscheinung von der Schieferung (geschiefert) zu unterscheiden, die sekundär erworben ist. Primäre Schieferung entsteht durch Absatz von selbst blätterigen und gutspaltenden

Mineralen, wie Glimmer, Chlorit u. a. Schicht- und Schieferungsebene sind dabei identisch. Diese Bezeichnungen sind willkürlich und es läßt sich dafür kein Maßstab vorschreiben. In einem sehr hohen Aufschlisse erscheint

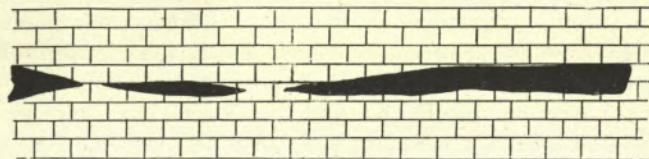


Fig. 363 Auskeilen, Wiederaufsetzen und Abschneiden einer Schicht, linsenförmige Einlagerung

eine Gesteinsmasse dünnbankig, die in einem kleinen verhältnismäßig dickenbankig aussieht. Im allgemeinen kann man die Grenze bei einer Stärke der Bank von etwa $1/2$ m ziehen. Ungebänkt ist ein Schichtgestein nur in Hinsicht eines Aufschlusses; jedes ist von Schichtflächen begrenzt.



Fig. 364 Linsenförmige Einlagerung im Leithakalke bei Baden, Niederösterreich
(phot. F. X. Schaffer)

Die Mächtigkeit (Stärke) einer Schicht bleibt sich in ihrer Erstreckung entweder gleich, sie nimmt zu — schwilkt an — oder nimmt ab. Bisweilen verliert sie sich seitwärts vollständig, sie keilt aus und kann wieder auftreten (aufsetzen) (Fig. 363). Eine Bank, die bei ziemlicher Mächtigkeit nach allen Seiten rasch auskeilt, nennt man eine linsenförmige Einlagerung oder eine Linse (Fig. 364). Wenig starke Linsen heißen Lassen, Schmitzen. Wenn eine Schicht in ganzer Mächtigkeit an einem

anderen Gesteine endet, schneidet, stößt oder setzt sie ab (Fig. 363). Die über einer Schichtfläche liegende Masse nennt man das **Hangende**, die darunter befindliche das **Liegende**. Schichten, die in einem gewissen Verbande übereinander liegen, bilden eine **Schichtfolge** (**Schichtreihe**, **Schichtkomplex**).

Tritt in einer Schichtfolge eine Schicht verschiedenem Materials auf, so sagt man, sie ist **eingelagert**, bei ihrem wiederholten Auftreten in verschiedenen Niveaus spricht man von **Wechsellagerung**. In einem **Profile**, das ist dem Querschnitt einer Schichtfolge, etwa an einer Fels-



Fig. 365 Kreuzschichtung in Sandstein, Badlands von Utah, U.-S.-A.
(phot. F. X. Schaffer)

wand, stellen sich die Schichtflächen als Trennungslinien (**Fugen**) der einzelnen Bänke dar. Diese Schichtfugen entstehen, wenn dünne Lagen eines wenig widerstandsfähigen Gesteins herauswittern, wobei die festen Bänke durch enge Zwischenräume getrennt werden. Dadurch wird deutlich, daß Schichtung eigentlich eine Wechsellagerung von meist verhältnismäßig dicken und äußerst dünnten Lagen ist. Parallele Schichtflächen geben stets auch parallele Schichtfugen. Bei geneigten Schichtflächen schließen diese einen nach der Lage der Schnittfläche verschiedenen Winkel ein. Endigen Schichten mehr minder schräg liegend an der Oberfläche, sagt man, sie **streichen zu Tag aus** (**Ausgehendes, Ausstreichendes** der Schichten). Wenn eine Bank eine Schichtung schräg zur Hauptschichtung aufweist, heißt dies **Diagonal-, Transversalschichtung**, erfolgt ein vielfacher Wechsel der Schichtungsrichtung in vertikaler und horizontaler Ausdehnung, entsteht **Kreuzschichtung** (Fig. 365).

Präzipitatgesteine

Zu den chemischen Absätzen muß auch das Wasser und der Schnee gerechnet werden, die sich aus dem in der Luft gelösten Wasserdampfe niederschlagen, sobald der Sättigungspunkt erreicht ist. Die große Bedeutung, die beide in der Natur haben, ist in den Abschnitten über ihre geologischen Wirkungen dargestellt. Der durch Sublimation gebildeten Mineralmassen ist auch schon früher gedacht worden.

Die in Lösung befindlichen Mineralstoffe, die großenteils, wenn nicht gänzlich, aus der Auslaugung alter Gesteine hervorgegangen sind, fallen aus, wenn der Sättigungspunkt des Lösungsmittels, als das praktisch allein das Wasser in Betracht kommt, überschritten wird. Dies kann geschehen 1. durch eine Volumsverminderung (Verdunstung, Abdampfung) des Lösungsmittels, wodurch die Konzentration vergrößert wird, 2. durch Abgabe der die Lösungskraft erhöhenden Gase (besonders Kohlensäure) bei gleichbleibender Temperatur, 3. durch Temperaturniedrigung, wodurch die Lösungskraft verringert wird, 4. durch eine Erhöhung der Temperatur der Flüssigkeit, wobei die Gase (besonders Kohlensäure), die die Lösungsfähigkeit erhöhen, entweichen, 5. durch Beimengung eines anderen löslichen Mineralstoffes, der in chemischer Reaktion mit schon gelösten schwerer lösliche Verbindungen bildet, die ausfallen. In der Natur spielen die Fälle 1—3 eine große Rolle bei der Gesteinsbildung.

Chemische Ablagerungen aus stehendem Wasser

Weitaus die wichtigste Minerallösung der Erdoberfläche bildet das Meerwasser mit einem durchschnittlichen Salzgehalte von 34 Teilen in 1000, darunter 27 Teilen Natriumchlorid (Kochsalz), 3 Teilen Magnesiumchlorid, 2 Teilen Magnesiumsulfat, 1 Teil Kalziumsulfat (Gips). In heißen Gebieten steigt er bei geringer Süßwasserzufuhr, wie im Mittelmeere, auf 3·9%, im Roten Meere auf 4·3%. Daraus geht hervor, daß sich bei der großen Lösungsfähigkeit des Wassers diese Salze im offenen Meere nicht absetzen können. Bei Verdunstung (Abdampfung) von Meerwasser fallen die gelösten Mineralbestandteile je nach ihrer Löslichkeit aus. Wenn eine Wassermenge von 1000 Gewichtsteilen auf 533 Gewichtsteile eingedampft wird, ist das Eisenoxyd gefällt, bei 190 Gewichtsteilen der kohlensaure Kalk, bei 30 Gewichtsteilen der Gips, bei 16 Gewichtsteilen ist der größte Teil des Kochsalzes ausgefallen und es bleibt eine geringe Menge davon mit den sogenannten Mutterlaugensalzen, den leicht löslichen Magnesiumsulfat, Chlormagnesium, Bromnatrium und Chlorkalium (noch $\frac{1}{5}$ der gesamten Salzmenge) in Lösung (U z i g l i o s A b d a m p f u n g s r e i h e). Wenn also Meerwasser eingedampft wird, bildet sich eine Salzschicht von $\frac{1}{67}$ tel des Volumens der ursprünglichen Wassermenge. In einem vom Weltmeere abgeschnittenen Meeresteile kann also bei überwiegender Verdunstung eine Konzentration des Salzgehaltes erfolgen, der an den Rändern und am Boden auskristallisiert. Da durch die Verdunstung der Wasserspiegel sinkt, kann bei einer bestehenden engen Verbindung Wasser vom Meere her zu-

strömen und dadurch ein mächtiges Salzlager gebildet werden, besonders wenn eine langsame Senkung des Bodens des abgeschlossenen Beckens erfolgt. Auf diese Weise können Salzmassen abgelagert werden, in denen marine Versteinerungen, zuweilen im Salze selbst, eingebettet auftreten, wie es in Wieliczka der Fall ist (Ochsenius Barrenhypothese). In Meeres-teilen, in die keine Zufuhr von frischem Wasser und daher von Sauerstoff erfolgt, kann kohlensaurer Kalk staubförmig bei der Verwesung organischer Substanz durch Ammoniumkarbonat gefällt werden.

Wie in einem Endsee alle Sinkstoffe abgelagert werden, so werden auch alle gelösten Stoffe angereichert. Das Regenwasser besitzt einen verschwindenden Salzgehalt, aber die fließenden Gewässer lösen auf ihrem Wege alle leicht löslichen Bestandteile der Gesteine und enthalten vorherrschend kohlensauren Kalk, dann Gips, Kochsalz, kohlensaure Magnesia und andere Stoffe gelöst. Da das Meerwasser gegenüber dem Flusswasser sehr kalkarm ist, aber unvergleichlich mehr Sulfate und Chloride enthält, kann es aus dem Flusswasser nicht hervorgegangen sein, sondern muß teilweise einen ursprünglichen Salzgehalt besitzen, wenn nicht von den schwerer löslichen Mineralen mehr gefällt worden ist. In Endseen der trockenen Klima ist die Verdunstung sehr bedeutend, in Oberägypten 2–3 m, in Südwestafrika über 4 m im Jahre; der Spiegel des Balkaschsees sinkt in 15 Jahren infolge Verdunstung um 1 m. Dadurch tritt eine Konzentration des Salzgehaltes ein und während er im Kaspisee an der Wolgamündung 1·4% beträgt, erreicht er im Kaidikbusen 56·2% und im Karabogas, der durch eine Nehrung bis auf einen 100 m weiten Kanal abgeschlossen ist und dem stets Wasser vom See zuströmt, 180%. Dieses 18.000 km² große Haff stellt eine Abdampfwanne dar, in der sich die Salze nach ihrer Löslichkeit und dem Mischungsverhältnisse niederschlagen. Zuerst kristallisieren Kalk und Gips und dann Salz aus und bedecken den Boden und die Ufer und das Wasser der Bucht stellt die Mutterlaugensalzlösung dar, aus der sich bereits Glaubersalz (Natriumsulfat) ausscheidet. Es bildet sich eine Wechsellagerung von Salz und Gips. Erfolgt der Absatz unter einem Drucke von über 10 Atmosphären, also in über 100 m Tiefe, so fällt der schwefelsaure Kalk als Anhydrit aus. In allen abflußlosen Gebieten der Erde, in Vorder- und Zentralasien, in Afrika, Australien und Nordamerika kennt man zahllose Salzseen, deren Salzgehalt in Menge und Zusammensetzung verschieden ist. Ein schönes Beispiel ist der Große Salzsee von Utah, der als Lake Bonneville in der Diluvialzeit eine elfmal größere Fläche bedeckte und einen 300 m höheren Stand innehatte. Er ist durch überwiegende Verdunstung zu einer 12 m tiefen Salzpfanne eingedampft worden. An seinen Ufern und auf dem alten Seeboden sieht man bis 30 m starke Kalkabsätze in Schichten oder als unregelmäßige Rinden, Pilze u. dgl. abgeschieden. Heute besitzt der See bis 22% Salzgehalt, der an seinem Ufer als blendend weiße Decke auskristallisiert. In ihm bildet sich ein heller Kalksand (Aragonit), der aus sehr regelmäßigen kleinen Kugelchen besteht, die von kalkabscheidenden Algen gebildet werden, im Wasser schwimmen und wenn sie größer werden, zu Boden sinken. Sie bedecken teilweise die Ufer als Dünen. Sie können leicht mit den später zu erwähnenden Oolithen verwechselt werden, die eine chemische Bildung

sind. Das Tote Meer hat 26% Salzgehalt, vorherrschend Magnesium-, Sodium- und Kalziumchlorid. In einigen kleineren Seen setzt sich jährlich eine 4 cm starke Salzkruste ab. Wenn die Zuflüsse solcher Endseen im Wechsel der Jahreszeit oder nur unregelmäßig eine größere Wassermenge führen, wird die Sole so verdünnt, daß kein Salz abgesetzt, sondern die infolge Hochwassers stärkere Trübung als Sand- oder Schlammsschichten ausgebreitet wird, die also mit dem Salze wechselseitig und gelegentlich wie die Jahresringe von Bäumen als Zeitmesser dienen können. Doch ist Vorsicht am Platze, da wir nicht die Perioden kennen, in denen der Wechsel in der Ablagerung eingetreten ist. In manchen Salzseen kann auch durch



Fig. 366 Profil durch das Stauffert-Leopoldshaller Salz Lager (nach F. A. Füller)

hineingeweihte Staub- und Sandmassen eine Unterbrechung des Salzabsatzes erfolgen, was aber von keinerlei klimatischen Schwankungen abhängt. Viele Seen sind durch chemische und mechanische Absätze ausgefüllt worden und bilden *Salzstämpe*. Dies ist bei einigen Schotts Tunisiens der Fall. Deren Aussehen ist überaus wechselnd; nach Regen dehnt sich ein blauer See aus, der sich bald in einen schlammigen Sumpf und endlich in eine blinkende Salzdecke verwandelt, unter der sich der Salzschlamm erhält. Wenn Salzsteppen und -wüsten bei einer örtlichen hydrographischen Veränderung ausgelaugt werden, können große Mengen reiner Salzsole weggeführt und an geeigneter Stelle angehäuft und abgedampft werden, so daß sich in kurzer Zeit mächtige Salzmassen absetzen können. So müssen wir uns manche der großen Salzlager erklären. In den Bitterseen hat man, als sie vom Suezkanal durchschnitten wurden, einen Salzstock von 13 km Länge, 5 km Breite und 13 m Dicke getroffen, der aus 6—25 cm starken Schichten, getrennt durch Lagen von Gips und Ton, bestand.

Wenn uns auch die Entstehung von Salzlagern durch die heutigen Vorgänge verständlich wird, so können wir uns doch schwer eine Vorstellung machen, wie sich z. B. das ungeheure Salz Lager gebildet hat, das sich unter der Deutschen Tiefebene großenteils ein paar hundert Meter, bei Sperenberg (unweit Berlin) über 1200 m mächtig, vom Niederrheine bis an die russische Grenze und von Hamburg bis über die Fulda nach Süden erstreckt. Ebenso schwierig ist es, die Fällung der Mutterlaugensalze zu erklären, wie sie an vielen Stellen Deutschlands, besonders bei Staßfurt, im Elsaß und bei Kalusz in Galizien auftreten. Ein Profil durch das Staßfurter Salz Lager (Fig. 366) zeigt in der Tiefe Anhydrit, darüber eine über 330 m mächtige Wechsellegerung von 8 bis 10 cm starken Steinsalzschichten mit 5—7 mm starken Anhydritlagen (sogenannte Anhydritregion). Man nimmt an, daß diese Wechsellegerung klimatischen Änderungen, Jahreszeiten, entspricht und daß das an anderen Stellen 900 m mächtige Lager in etwa 10.000 Jahren entstanden ist. Doch ist dieser Schluß nicht sicher und es kann sich um viel längere Perioden handeln. Über der Anhydritzone folgt Steinsalz 60 m mächtig mit eingelagerten Schichten von Polyhalit ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2 CaSO_4 \cdot 2 H_2O$) (Polyhalitregion). Darüber liegt Steinsalz 56 m stark mit Kieseriteinschaltungen ($MgSO_2 \cdot H_2O$) und Carnallit ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6 H_2O$) (Kieseritregion), sodann Steinsalz mit Carnallit, Kieserit, Anhydrit (Carnallitregion), 42 m stark und darüber Ton (Salzton). Die Mutterlaugensalze, Kalisalze, sind früher als wertlos A braumsalze genannt worden, während sie jetzt wegen ihres hohen Wertes als Kunstdünger als Edelsalze hochgeschätzt werden. Sie sind wegen ihrer leichten Löslichkeit in den meisten Salzlagern nicht auskristallisiert oder später wieder gelöst worden, was schon an feuchter Luft geschieht. Es finden sich zuweilen mehrere Salz Lager oder mehrere Kalisalzschichten übereinander, die eine Wiederholung der zum Teil so weitgehenden Abdampfung nach einer Unterbrechung oder Verminderung anzeigen. Nun weiß man aber, daß die Mutterlaugensalze erst bei einer Temperatur von über 40° auskristallisieren, die in der Natur nicht gewöhnlich ist, so daß man dafür ihre Aufsaugung durch wandernden Sand oder Ausfrieren zu Hilfe nimmt. Auf jeden Fall muß aber in jenen Zeiten der Salzbildung ein seichtes Meer von ausgedehnten Wüsten umgeben bestanden haben. Steinsalz findet sich in allen Formationen der Erdgeschichte und wenn wir Abflußlosigkeit eines Gebietes mit seiner Bildung ursächlich verknüpft erkennen, so sehen wir, daß Zentralgebiete mit Wüstencharakter stets bestanden haben. Drainierte Länder sind Gebiete des Lebens, der Pflanzen- und Tierwelt, der Bildung organischer Ablagerungen, abflußlose Regionen sind allem Leben feindlich und reich an chemischen Niederschlägen.

Die Salz Lager sind meist von Salzton (Haselgebirge der Alpen) oder anderen undurchlässigen Sedimenten umhüllt, die ihre Auslaugung verhindern. Quellen, die aus zahlreichen Gesteinen zu Tage treten, sind salzig, Solen. Durch Auflösung des Salzes und des Gipses bilden sich Hohlräume, Schloote, die einstürzen und Senkungen der Oberfläche herbeiführen. Wo Anhydrit mit Wasser in Berührung kommt, verwandelt er sich unter einer Volumsvermehrung um $\frac{2}{3}$ in Gips, wodurch Stauchungen und untergeordnete

Faltungen eintreten können (Gekrösestein, Fig. 232). Die vielfachen intensiven Störungen, die in Salzlagern auftreten und oft zur Bildung von kuppenförmig aufragenden Massen, sogenannten Stöcken, führen, werden teilweise auf tektonische Einflüsse, zum Teil auf die sogenannte autoplastische Umformung zurückgeführt. Es sollen infolge des Druckes der auflastenden Gesteinsschichten, der höheren Temperatur und Zutrittes von Wasser Umkristallisierungen vor sich gehen, die zu einem isostatischen Schwereausgleiche der leichteren Salzmassen gegenüber den schwereren Nebengesteinen führen, wobei jene emporgepreßt werden (Salzauftrieb) und als Ekzeme in die Hangendschichten eindringen, die sich ringsum aufrichten (Fig. 367, 368). Es entstehen dadurch steile Faltungen; Brüche und Flexuren sollen die Bildung von Ekzemen fördern, die dadurch öfter in Reihen auftreten.

Salz ist das einzige Mineral, das als Nahrungsmittel notwendig ist und es wurde deshalb schon frühzeitig abgebaut oder durch Abdampfung von

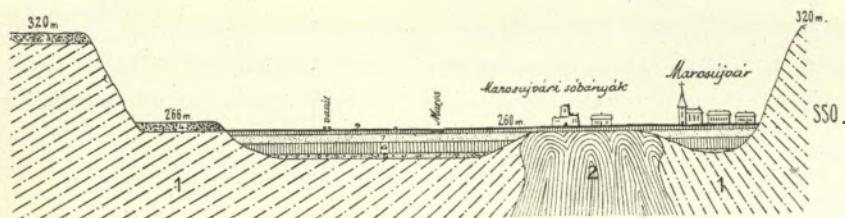


Fig. 367 Profil durch den Salzstock von Marosujvár (nach Th. Kormos)
1 Salzton, 2 Salzstock, 3—4 alte Terrassen der Maros, 5—9 Alluvium

Meerwasser (in „Salzgärten“) gewonnen. Untergeordnet bildet es sich bei vulkanischen Eruptionen. In den letzten Jahrzehnten hat sein Abbau infolge der Verwendung der Kalisalze zur Düngung einen großen Aufschwung genommen. Deutschland besitzt darin ein überaus wertvolles, fast ausschließliches Monopol. Die Vorkommen im Oberelsaß sind nun an Frankreich gekommen.

Die chemische Zusammensetzung des Salzgehaltes und der Absätze von Seen ist sehr verschieden und sie werden darnach benannt. In einigen herrscht Natriumkarbonat, Soda ($\text{Na}_2\text{CO}_3 + 10 \text{H}_2\text{O}$) oder Natriumsulfat, Glaubersalz ($\text{Na}_2\text{SO}_4 + 10 \text{H}_2\text{O}$), vor und wird abgesetzt (Natron- oder Soda seen Ägyptens, Armeniens, Venezuelas, Wyomings, Kaliforniens). Die Salze stammen von der Auslaugung der umgebenden Gebirge, aber wohl auch von vulkanischen Exhalationen und Thermen. Ausblühungen am Neusiedler See in Ungarn enthalten neben diesen Salzen Natriumchlorid. In den Boraxseen Nevadas und Kaliforniens ist Borax ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 + 10 \text{H}_2\text{O}$) neben NaCl im Wasser gelöst und im Schlamme auskristallisiert. Der Chili- oder Natron salpeter (NaNO_3) findet sich in Peru wohl am Rande eingetrockneter Seen mit rezenten Meeressmuscheln, doch ist seine Entstehung noch unbekannt, dürfte aber durch Tange und tierische Stoffe verursacht sein.

Aus dem Meerwasser können sich an heißen Küstenstrichen — Key West bei Florida, Reede von Suez, Küste der Sinaihalbinsel — wohl um Staubkörner, Foraminiferenschälchen, Luftblasen u. dgl., durch Kalkabsatz



Fig. 368 Faltungen im Salzstocke (phot. Th. Kormos)

Kügelchen, Kalkoolithe, bilden, die an den Strand geworfen und zu Dünen aufgehäuft werden. Deren Anhäufungen werden als Oolith oder Rogenstein bezeichnet und spielen unter den Absatzgesteinen der Vorzeit eine ziemliche Rolle.

Chemische Ablagerungen aus fließendem Wasser

Unvergleichlich viel mannigfaltiger als die Präzipitate stehender Gewässer sind die Mineralbildungen aus Quellen, deren Zusammensetzung, wie wir gesehen haben, so überaus wechselnd ist. Die Mineralstoffe werden an der Quellmündung oder in Hohlräumen des Gesteins abgesetzt. Dazu können auch die Bildungen gerechnet werden, die infolge der verdunstenden Bodenfeuchtigkeit (Exsudation) in den oberflächlichen Erdschichten entstehen. Leicht lösliche Salze können sehr gesättigte Lösungen (bis zu 36% Kochsalz) bilden und sich bei der Verdunstung niederschlagen, wie es bei vielen

Salzquellen der Wüsten, mit dem Borax an heißen Quellen Zentralasiens, Toskanas und des Westens Nordamerikas der Fall ist. Kalisalpeter tritt als Ausblühungen infolge Verdunstung des Grundwassers an der Oberfläche in Steppen und Wüsten, besonders in der Nähe alter Grabstätten und An-

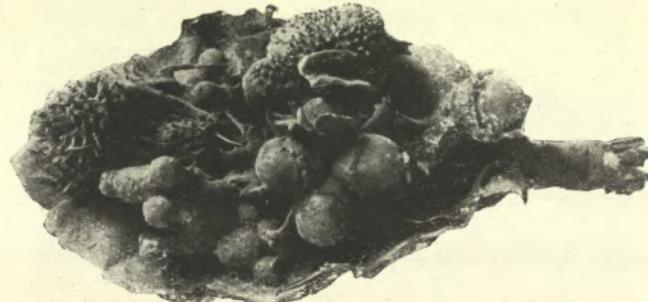


Fig. 369 Durch Absatz des Karlsbader Sprudels versinterter Strauß

siedlungen auf. In trockenem Klima wird von der aufsteigenden und verdunstenden Grundfeuchtigkeit der Salzgehalt an der Oberfläche angereichert, es kristallisiert Kalk, Gips und Salz aus und ähnliche Erscheinungen finden sich auch in unseren Gegenden, wie die Naßgallen, vereinzelte schlammige

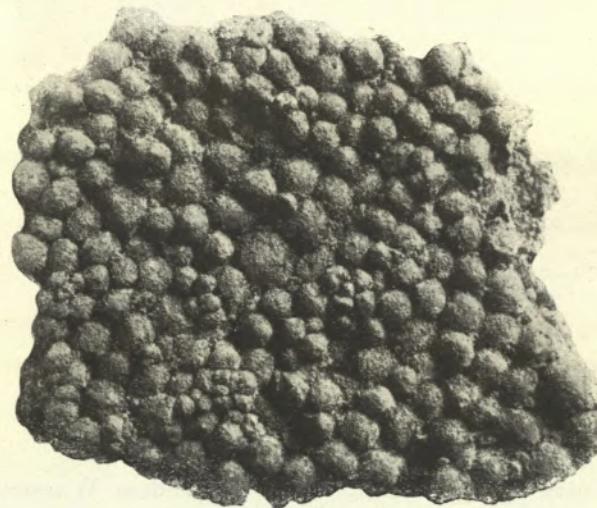


Fig. 370 Pisolitischer Kalksinter

Stellen im fruchtbaren Ackerboden, die zur trockenen Jahreszeit Krusten (Inkrustationen) von schwefelsaurer Magnesia und schwefelsaurem Kali zeigen, die aus dem Gesteine des Untergrundes stammen.

Kalkhaltige Wässer setzen ihren Kalkgehalt bei Temperaturabnahme und Abgabe der Kohlensäure ab und zwar warme Wässer als Aragonit, kalte als Kalkspat. Die Karlsbader Thermen haben den vorherrschend

aus faserigem, im Bruche gebändertem und von Eisenoxyd gefärbtem Aragonit bestehenden Sprudelstein abgelagert, der sich unter der Talsohle verfolgen lässt und als „Sprudelschale“ von großer Bedeutung für die Wasserführung der Quellen ist, da durch ihn manche Quellspalten gänzlich verschlossen werden. Heute noch überziehen die Wässer mit einem durch Eisenoxyd rotbraun gefärbten Aragonit eingetauchte Gegenstände (Fig. 369). Stellenweise ist Erbsenstein (Pisolith) abgelagert, der aus Sandkörnern und Gasblasen, die in dem sprudelnden Wasser von Kalkhäutchen überzogen worden sind und endlich zu Boden sinken, gebildet worden



Fig. 371 Kalksinterbildung auf der Höhe einer Sinterterrasse, Yellowstonepark, Nordamerika (nach einer Aufnahme von W. H. Jackson, Denver)

ist (Fig. 370). In großem Maßstabe werden Kalksinter von den heißen Quellen abgelagert, die bei Hammam Meskutin in Algier, bei Pambuk Kalessi (Hierapolis) in Kleinasiens, im Yellowstoneparke Nordamerikas (Mammoth Hot Springs) und in Neuseeland (Tetaratasprudel, der 1886 durch den Ausbruch des Vulkans Tarawera größtenteils zerstört worden ist) über Terrassen herabstürzend, bis 100 m hohe Steinkaskaden gebildet haben, die aus zahllosen kleinen, terrassenförmig übereinander liegenden Becken bestehen, über deren erhöhte Ränder das Wasser herabrieselt und so den Kalk rasch abgibt (Fig. 371, 372, 373, 374). Dabei wirken verschiedene Algen und Bakterien mit, die im heißen Wasser vegetieren und das blendende Weiß des Sinters mit einem grünen, roten oder gelben Hauche überziehen und dadurch das prächtigste Farbenspiel hervorrufen.



Fig. 372, 373 Kalksinterterrassen von Hammam Meskutin, Algier, von oben und unten gesehen (nach käuflichen Photographien)

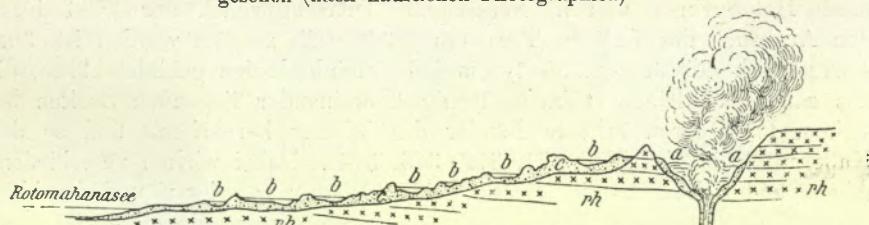


Fig. 374 Querschnitt durch die Sinterterrassen des Rotomahanasees (nach F. v. Hochstetter)
a Hauptbecken, b die Becken der Terrassen, c Sinterbildungen, rh Rhyolith

In der Höhle von St. Kanzian in Istrien finden sich solche Terrassen in sehr verkleinertem Maßstabe, deren Bildung aber gegenwärtig nicht mehr fortschreitet (Fig. 375). Manche warme Quellen bilden Oolithe, aus denen (oder nur durch Versinterung) sie eine kegelförmige Ausflußröhre so lange



Fig. 375 Die Brunnen in der Rekahöhle bei St. Kanzian, Küstenland
(nach einer Aufnahme der Sektion Küstenland des D. u. Ö. Alpenvereines)



Fig. 376 Quellröhren der Thermen von Hammam Meskutin, Algier, aus Oolithen aufgebaut (nach einer käuflichen Photographie).

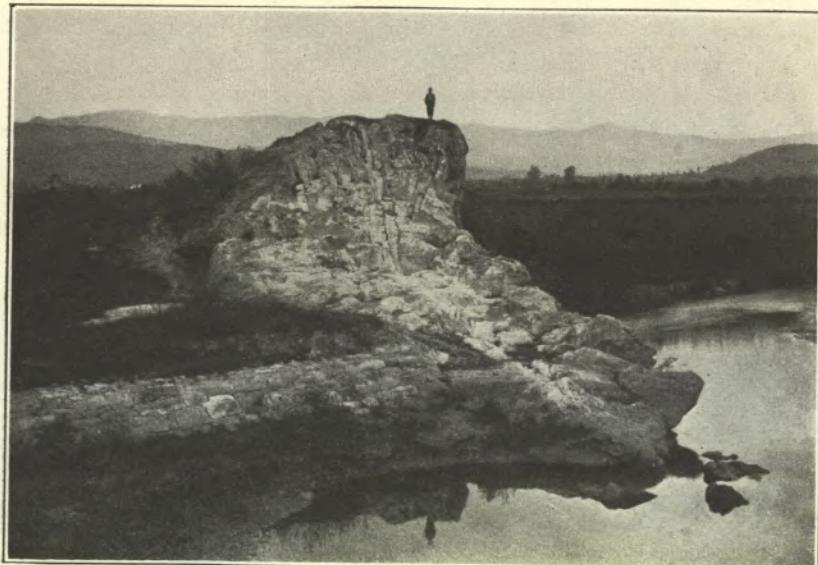


Fig. 377 Sinterkegel mit Quellgang bei Ilidza, Bosnien (phot. F. Wöhner)

aufbauen, bis der Druck des Wassers nicht mehr genügt, um das Überfließen zu bewirken (Fig. 376, 377).

Viele kalte Quellen und Wasserläufe setzen besonders an Wasserfällen Kalksinter (Kalktuff) ab, wie es bei Tivoli unweit Roms der Fall ist, wo er als Baustein der Ewigen Stadt, Travertin, gebrochen wird (Fig. 378). Die Kerkfälle bei Scardona in Dalmatien, die der Pliva bei Jaice (Bosnien) u. a. bauen sich bis 40 m hohe Dämme aus Kalktuff auf, über die herabstürzend sie sich flussabwärts vorschieben (Fig. 379). So kann



Fig. 378 Kaskaden des Anio bei Tivoli, unweit Roms, mit Kalktuffterrasse
(nach einer Aufnahme von G. Sommer, Neapel) .

auch ein Bach, der in einen Wasserlauf mündet, eine natürliche Brücke über diesen schlagen und ihn überqueren (Naturbrücke). In den Kalktuffen findet man vielfach Pflanzenreste, besonders Ästchen und Blätter als Abdrücke oder Hohlräume erhalten (Fig. 380), wobei die verwesenden organischen Substanzen wohl zur Fällung des Kalkes beigetragen haben.

Auch kalte, kalkhaltige Quellen bilden Oolithen, wie man in vielen Kalktuffen sieht. Wenn die Körner größer werden (sie erreichen bis zu 10 cm Durchmesser), nennt man sie Ooide. Bisweilen werden die einzelnen Kugelchen als Ooide und wenn sie größer werden, als Oolithoide bezeichnet, während man unter Oolith das aus ihnen gebildete Gestein versteht. Sie haben konzentrisch schalige und radial faserige Struktur und sind durch Ton und Eisenoxydhydrat lagenweise verschieden gefärbt. Für Oolithbildung



Fig. 379 Kerkafälle bei Scardona mit sich aufbauender Kalksinterbarre
(nach einer Aufnahme von F. Laforest, Cattaro)

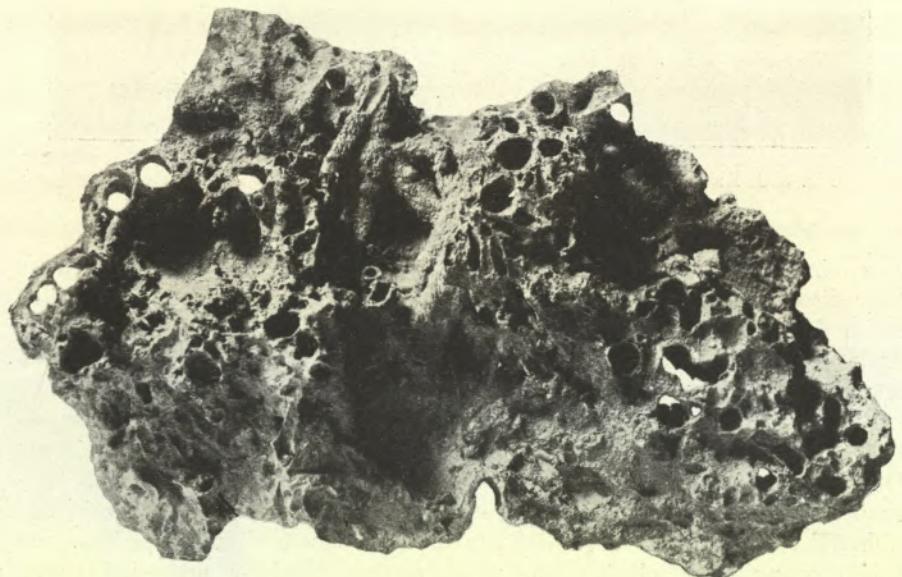


Fig. 380 Kalktuff mit Stengelröhren

ist eine Beweglichkeit im Wasser erforderlich und es ist bei großen Stücken ihre Bildung unter einem Wasserfalle anzunehmen.



Fig. 381 Radialstengeliger und konzentrisch-schaliger Querschnitt eines Stalaktiten

Besonders in Höhlungen der Kalkgebirge werden durch abtropfende und überieselnde Wässer die Wände mit Kalksinter überzogen. Die von der



Fig. 382 Sinterstalaktiten auf einem antiken Aquädukt bei Anavarza, Kleinasien
(phot. F. X. Schaffer)

Decke fallenden Tropfen setzen fortwährend kleine Kalkmengen ab und bilden schließlich schlanke, hängende Zapfen mit konzentrisch schaliger und radial stengeliger Struktur, Stalaktiten (Fig. 381, 382), denen vom Boden aus durch den Kalkabsatz der auffallenden Tropfen meist breitere, schalige

Stalagmiten entgegenwachsen, die sich mit ihnen zu Säulen vereinen können. So entstehen die verschiedensten, oft sehr pittoresken Tropfsteingebilde, wie sie in den berühmten Tropfsteinhöhlen von Adelsberg, von Manacor auf Majorca und in vielen anderen auftreten (Fig. 383).

Die heißen Wässer der Geysire lösen Kieselsäure aus den vulkanischen Gesteinen, die sie an der Oberfläche abgeben und aus der sie unter Mithilfe von Algen die Sinterkegel aufbauen, aus denen sie aufspringen. Eisenhaltige Quellen, Eisensäuerlinge, führen meist Eisenoxydulkarbonat gelöst und setzen es als oft oolithischen Eisenocker (Limonit) ab, der



Fig. 383 Partie aus der Adelsberger Grotte
(nach einer Aufnahme von M. Schäber, Adelsberg)

ganze Lager bildet und als Farberde verwertet wird. Brauner Glaskopf bildet Stalaktiten. Pisolitischer Limonit von Erbsengröße und darüber, mit schaliger Struktur, oft knollig verkittet (Bohnerz) und Oolithe von Braun- und Roteisenerz sind vielfach Quellbildungen.

Schwefel bildet sich durch Einwirkung des Sauerstoffes der Luft auf den Schwefelwasserstoff von Quellen wie bei Baden und Aachen. Sulfate, wie Gips und Baryt, Sulfide, wie Eisenkies, Blende, Bleiglanz, Zinnober und andere, finden sich als Quellbildungen.

Die in den Boden eindringenden Tagwässer wirken in den oberflächlichen Partien auflösend, in den tieferen absetzend und man trifft Gesteinstrümmer darin, die auf der Oberseite durch Lösung geglättet, auf der Unterseite mit Kalksinterkrusten bedeckt sind. Baumwurzeln werden mit Kalk überkrustet. Kleine Hohlräume im Gesteine, z. B. Blasenräume in

Massengesteinen, werden von Sickerwässern, die gelöste Stoffe mitbringen, an den Wänden mit Kristallen ausgekleidet (Sekretion), es bilden sich Hohldrusen, Geoden, Kristallkeller und schließlich können sie ganz ausgefüllt werden. So werden Drusen von Kalkspat, Aragonit, Schwer- spat, Natrolith, Quarz, Achat usw. gebildet. Zu den chemischen Absätzen gehören auch die Dendriten, das sind baum- und moosförmige Überzüge von Eisen- und Manganoxyd auf Kluftflächen des Gesteins (Fig. 384).

In Höhlungen, besonders des Kalkgebirges, bilden sich Anhäufungen, sogenannte Butzen oder Nester, von Erzen, wie Galmei, Limonit, Blende, Bleiglanz, Manganerzen u. dgl., als Absätze von wässriger Lösung und dazu sind auch die Ausfüllungen von Klüften mit Mineralen (taube oder Mineralgänge) oder Erzen (edle oder Erzgänge) zu rechnen. Diese



Fig. 384 Manganendriten auf einer Schichtfläche

Erzlager haben oft große bergmännische Bedeutung. Für die Herkunft der Mineralmassen auf wässrigem Wege sind hauptsächlich zwei Ansichten verbreitet. Die Thermal- oder Aszensionstheorie nimmt an, daß sie von heißem Wasser aus der Tiefe mitgebracht und abgesetzt worden sind, die Theorie der Lateralsekretion läßt sie durch Auflösung der in den Nebengesteinen enthaltenen Mineralmassen, besonders der feinverteilten Metalle und durch Anreicherung auf den Klüften entstehen. In Gängen sind die äußeren, am Nebengesteine liegenden Absätze die älteren. Ihre Grenzfläche wird als Salband bezeichnet. Ganz ausgefüllte Klüfte reißen oft wieder auf und können durch neue Absätze wieder ausgeheilt werden. Wie bei den Intrusivgängen unterscheidet man auch hier echte Gänge, die die Gesteinsschichten durchsetzen und Lagergänge, die in den Schichtflächen liegen. Gänge, die an der Grenze verschiedener Gesteine, besonders eines Intrusivgesteins auftreten, heißen Kontaktgänge. Bei Gängen spricht man wie bei Schichten von Streichen, Fallen, Mächtigkeit, Hangendem und Liegendem, Verdrücken, Auskeilen usw. Auch linsenförmige Einlagerungen kommen vor. Verworfene Gänge lassen gerade so wie Intrusivgänge eine Altersfolge erkennen (vgl. S. 42).

Biolithe

Die Biolithe werden danach, ob bei ihrer Bildung Pflanzen oder Tiere mitgewirkt haben, in Phytolith und Zoolithe eingeteilt. Die brennbaren Biolithe, wie Kohlen und Erdöl, werden als Kaustobiolithe bezeichnet.

Kohle

Auf keinem Gebiete hat die Geologie so in die Grundlagen der ganzen menschlichen Kultur eingegriffen wie mit der Erforschung und Ausbeutung der Mineralkohlen, ohne die die heutigen Wirtschaftsverhältnisse undenkbar wären. Es ist begreiflich, daß man sich frühzeitig neben den praktischen auch mit theoretischen Fragen, wie über die Entstehung der Kohlen befaßte, aber es war ein langer und viel umstrittener Weg, der zur Erkenntnis führte, daß diese aus Pflanzenresten gebildet worden sind. Pflanzen bestehen aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff und geringen Mengen von Schwefel, Phosphor, Kalium, Calcium, Magnesium, Eisen. Neben diesen notwendigen Bestandteilen enthalten manche noch etwas Natrium, Chlor, Silicium, Aluminium, Jod u. a. Tierische Substanz nimmt nur einen untergeordneten Anteil an der Bildung von Kohle, die wohl dann stets Phosphor enthält. Kohlenwasserstoffe und Kohlensäure gelangen bei Eruptionen auf die Erdoberfläche und werden aus der Atmosphäre oder dem Wasser durch das Chlorophyll der Pflanzenzellen unter dem Einflusse des Sonnenlichtes in organische Stoffe umgewandelt. $10.000 \text{ l Luft enthalten } 3 \text{ l } = 7 \text{ g Kohlensäure}$ und diese 2 g Kohlenstoff , so daß ungeheure Mengen von Luft von der Vegetation verbraucht worden sein müssen, um die bekannten Kohlenmassen zu bilden. Im Meere ist der Gehalt an Kohlensäure weit höher. Die Pflanzen benötigen zur Assimilation die roten, orangen und gelben Lichtstrahlen, die im Wasser rasch absorbiert werden, so daß in 50 m Tiefe schon eine spärliche Flora herrscht, die in etwa 100 m erlischt. Wasserpflanzen, vor allem Tange, haben wohl in der fernsten Vorzeit an der Bildung von Kohlenflözen Anteil genommen, aber heute ist dies nicht zu verfolgen, während wir auf dem Festlande die Anhäufung von Pflanzenmoder vor unseren Augen sich vollziehen sehen. Die Zellulose, die Holzfaser ($\text{C}_6\text{H}_{10}\text{O}_5$), die hauptsächlich den Pflanzenkörper aufbaut, geht an der Luft durch Verwesung unter Mitwirkung von Bakterien in ihre gasförmigen Bestandteile, besonders Kohlensäure und Wasser, über. Bei völligem oder teilweisem Luftabschlusse unter Wasser oder durch darüber abgelagerte, meist tonige Schichten, vollzieht sich, ebenfalls durch Mikroben (*Micrococcus carbo*) bewirkt, eine Zersetzung, wobei sich Kohlensäure, Wasser und Methan (CH_4) bilden und zwar so, daß der Wasserstoff- und Sauerstoffgehalt rasch abnimmt und der Kohlenstoff sich anreichert (Inkohlung). Zellulose 8 ($\text{C}_6\text{H}_{10}\text{O}_5$) zerfällt in Kohle 2 ($\text{C}_9\text{H}_6\text{O}$) + Methan 14 (CH_4) + Kohlensäure 16 (CO_2) + Wasser 6 (H_2O). Die Vorgänge sind noch wenig bekannt, doch scheinen sie der alkoholischen Gärung zu ähneln und sich dabei eine humose Gallerte zu bilden, die die eigentliche Kohlensubstanz darstellt. Die Ausbildung der verschiedenen Kohlentypen mit ihrem wechselnden Kohlenstoffgehalte scheint danach von dem früheren oder späteren Abschlusse des

Prozesses abzuhängen. Während man früher die Länge der Zeit als Ursache dieser Unterschiede ansah, wird heute dem Drucke und der erhöhten Temperatur, denen Kohle ausgesetzt gewesen ist, ein weitgehender Einfluß auf die Karbonisierung zugeschrieben, was sich in der Natur vielfach bestätigt hat und auch auf künstlichem Wege bewiesen worden ist.

Die wichtigsten pflanzlichen Brennstoffe werden nach dem zunehmenden Kohlenstoffgehalte in folgende Reihe geordnet:

Holz	50 C	6 H	44 O		
Torf	60 "	6 "	34 "		
Lignit	67 "	6 "	27 "		
Braunkohle	75 "	5 "	20 "	spezifisches Gewicht 1·2—1·4	
Schwarzkohle	83 "	5 "	12 "	" " 1·2—1·5	
Anthrazit	94 "	3 "	3 "	" " 1·4—1·7	
Graphit	100 "	—	—	" " 1·9—2·3	

Der Kohlungsprozeß geht heute noch vor unseren Augen in feuchten Wiesen, sogenannten *Torfmoores*, vor sich. Man unterscheidet Flach- oder Niederungs-, Hoch- und Waldmoore. Flachmoore liegen in Niederungen und sind aus versumpften Wasseransammlungen hervorgegangen. Die Flora besteht hauptsächlich aus Gräsern (*Carex*, *Eriophorum*) und Schilf, während auf der Oberfläche Moose, besonders *Hypnum*-arten wuchern. In ihnen entsteht oft eine Wechsellagerung mit Sand und Schlamm. Die Hochmoore sind am meisten verbreitet und bilden flache, kuppelförmige Erhebungen und haben oft ein Flachmoor als Unterlage. Es treten hauptsächlich Heidearten (*Erica* u. a.) sowie Gräser (*Eriophorum*, *Scirpus*) und Moose (*Sphagnum*) auf. Trocknen solche Moore durch Erhöhung bei fortschreitendem Wachstume aus, so siedeln sich Nadel- und Laubbäume an.

Waldmoore entstehen aus Moosen und gestürzten Baumstämmen, wie sie in feuchten Urwäldern vermodern. Der Dismal Swamp in Nordkarolina U. S. A. hat in dieser Hinsicht manchen wertvollen Einblick in die Art der Anhäufung großer Zellulosemassen gewährt. Dieses ausgedehnte Sumpfgebiet zeigt eine bis 8 m starke Bodendecke von vegetabilischer Substanz. Moose, wie *Sphagnum*, Schilf, Schlinggewächse und hohe Laub- und Nadelbäume, darunter besonders die Sumpfzypresse, *Taxodium distichum*, bilden sie. Die Zersetzung der Zellulose geht in Mooren nur teilweise vor sich und hängt von den Pflanzengattungen ab, deren Fasern bisweilen sehr gut erhalten sind, teilweise aber eine amorphe, pulverige Humusmasse bilden. Hölzer werden ohne Risse plattgedrückt, was dafür spricht, daß sie erweicht gewesen sind. Die Wucherung der Vegetation geht oft so rasch vor sich, daß Torf in hundert Jahren bis zu 5 m (im Mittel nur 1 m) wächst. Hochmoore können ausbrechen und das niedrigere Land mit einem Schlammstrom überziehen, wie es besonders in Irland beobachtet worden ist. Bei Entwässerung sinkt die Oberfläche von Mooren langsam um mehrere Meter. Günstig für die Torfbildung ist laues Wasser und gemäßiges Klima. Die Umbildung geht so lange weiter, bis die antiseptischen organischen Säuren die Bakterien abtöten. Torflager werden in der gemäßigten Zone an vielen Orten angetroffen und ausgebaut. In Irland, Norddeutschland und den

benachbarten Gebieten sind große Anlagen im Betriebe. In der Nähe von Wien bietet der Hanyság (östlich des Neusiedler Sees) ein typisches Niedermoor, dessen Torf bei 61% Kohlenstoffgehalt ohne Wasser, Schwefel und Asche bis 4500 Kalorien Heizwert besitzt (Fig. 385). In Torflagern zu Tage tretende Mineralwässer können einen Teil ihres Mineralgehaltes im Torfe absetzen, der dadurch eine besondere Heilwirkung erhält (Franzensbader Mineralmoor). Die Torfmoore gehören fast durchweg der Gegenwart an, wenige sind diluvialen Alters.

Holz, das der Inkohlung unterworfen ist, verwandelt sich zuerst in Lignit, der noch die Holzstruktur deutlich zeigt, braune Farbe und braunen

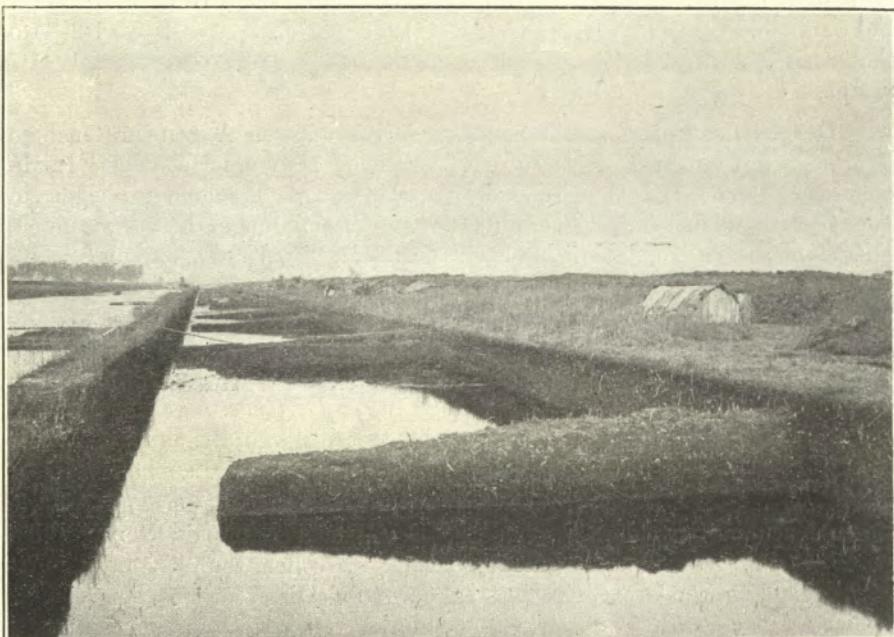


Fig. 385 Torfstich im Hanyság, Ungarn (nach einer Photographie)

Strich besitzt und weiter in Braunkohle, die dichter ist, größeren Kohlenstoffgehalt, schwarze Farbe mit braunem Striche und erdigen Bruch aufweist. Sie bräunt Ätzkalilösung beim Erwärmen. Ihr Brennwert steigt bis 6000 Kalorien. Die vegetabilische Struktur ist großenteils zerstört. Für die Entstehung der Lignite und Braunkohlen dürften jene Sumpfwälder wie der Dismal Swamp vorbildlich sein. In ihnen sieht man oft mächtige Stämme in gleicher Höhe scharf abgeschnitten, was auch wiederholt in Braunkohlen-tagebauen beobachtet worden ist (Fig. 386, 387). Die Ursache dieser Erscheinung ist noch nicht geklärt, im Mississippigebiete war sie in einer Erdbeben-flutwelle gelegen gewesen (S. 168). Doch dürfte es sich größtenteils um eine durch den Wasserspiegel begrenzte Verwesung handeln. In dem Zillingsdorfer Braunkohlenbergwerke bei Wien sieht man die aus zusammengeschwemmten

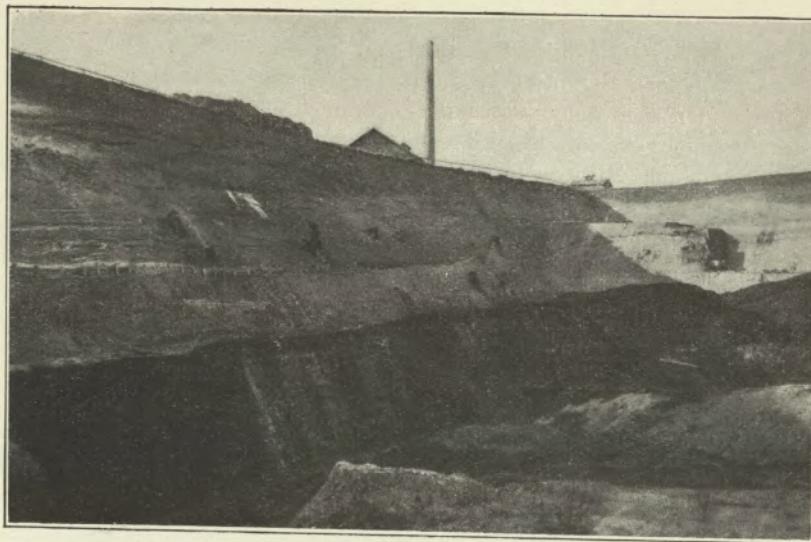


Fig. 386 Allochthones Braunkohlenflöz bei Zillingsdorf, Niederösterreich.
Im Hangenden Sande mit Kreuzschichtung und aufrechten Baumstämmen
(phot. Langer & Co., F. Hrdlička, G. m. b. H., Wien)



Fig. 387 Aufrechte Baumstämme in den Sanden des Hangenden des Flözes
von Zillingsdorf, Niederösterreich (phot. D. Bädecker)

Holzmassen bestehende, deutlich geschichtete Kohle (Lignit mit 3000 Kalorien) 10 m stark und darüber Tegel und Sand, Ablagerungen eines Sees, in denen man noch Baumstämme aufrecht eingebettet findet, die aber nicht wurzeln, sondern nur eingeschwemmt worden sind. Gelegentlich ist auch eine Brandschicht (verkohles Holz) eingelagert. Andere Flöze, wie das von Senftenberg in der Niederlausitz, in denen aufrechte Baumstümpfe wurzelnd angetroffen werden, zeigen, daß wir es hier mit an Ort und Stelle gewachsenen (autochthonen), im Gegensatze zu allochthonen (zusammengeschwemmten) Flözen zu tun haben. Wenn auch, wie erwähnt, nicht das Alter allein für den Fortschritt der Inkohlung maßgebend ist, so sind die Braunkohlen doch meist jüngeren Datums, besonders aus der Diluvial- und Tertiärzeit.

Die Schwarz- und Steinkohle ist schwarz mit schwarzem Striche und hat bis 8000 Kalorien Brennwert. Die vegetabilische Struktur ist selten mit dem bloßen Auge zu erkennen, aber nach Behandlung mit chlorsaurem Kali und Salpetersäure unter dem Mikroskope zu sehen. Wenn auch tertiäre Steinkohlen bekannt sind, so stammen sie doch vorwiegend aus den mesozoischen und paläozoischen Formationen und sind aus Pflanzengattungen gebildet, die der heutigen Flora fremd sind. Es sind dies Calamiten (Schachtelhalmgewächse), Sigillarien (Siegelbäume), Lepidodendren (Schuppenbäume), Cordaiten (ähnlich den Cycadeen), Baumfarne u. a. Auch unter den Steinkohlenflözen gibt es solche, die aus zusammengeschwemmten Holzmassen gebildet (allochthon) sind und die mit scharfer Grenze auf dem unregelmäßigen Relief des Untergrundes liegen, seitlich meist rasch auskeilen, mit klastischem Materiale vermengte Kohle führen und deren zartere Pflanzenbestandteile schlecht erhalten sind. Dagegen gibt es viele Flöze, bei denen der alte Humusboden (underclay) mit den darin liegenden Wurzelstöcken von Lepidodendren und Sigillarien (Stigmarien) und deren zarten Ausläufern, die senkrecht wurzelnden Stämme und die Reinheit der Kohle, die sich mit gleichbleibender Mächtigkeit über weite Erstreckung ausbreitet, für eine autochthone Entstehung sprechen.

Bisweilen hat man zahlreiche Horizonte mit aufrechten Baumstämmen übereinander gefunden, was ein Zeichen dafür ist, daß eine Waldvegetation über der abgestorbenen gewachsen ist, die schon ein Flöz gebildet haben und von Sanden und Tonen zugesdeckt gewesen sein muß.

Steinkohle gibt bei trockener Destillation Kohlenwasserstoffe und andere Gase ab, die bei der Leuchtgasbereitung verwendet werden. 1 cm³ Kohle enthält zirka 9 cm³ Gas (95% Methan, 3-7% Kohlensäure, 1-3% Wasser), die kapillar festgehalten werden.

Nach dem Verhalten im Feuer unterscheidet man Backkohle, die in der Hitze schmilzt und bei trockener Destillation zu einer harten, schlackigen Masse (Koks) zusammenbackt, Sinterkohle, die nicht backt und keine festen Koksstücke liefert u. a. Nach dem Aussehen benennt man: Glanzkohle, die samtschwarz und spröde ist und muschelig bricht, Pechkohle, die pechschwarz und großmuschelig ist, Faserkohle grauschwarz und abfärbend, die geschichtete Schieferkohle, die dünnplattige Blätterkohle (Dysodil). Die Kohlen, die bei Destillation die größten

Mengen Kohlenwasserstoffe für Leuchtgas geben, sind die Bog head und die Kannelkohle. Erstere ist glänzend, muschelig brechend, dicht, enthält fast keinen Sauerstoff und scheint aus Meeresalgen zu bestehen. Die Kannelkohle ist matt, hat weniger muscheligen Bruch, ist sauerstoffreicher und wird neben wenig Algen, aus Sporen und Sporangien von Gefäßkryptogamen und Pollenkörnern von Gymnospermen (vergleiche die heutigen „Schwefelregen“) gebildet. Bei beiden sind die organischen Reste in eine humose Masse eingeschlossen, die durch Tätigkeit von Mikroben aus Vegetabilien hervorgegangen ist.

Die Inkohlung geht heute noch in den Flözen vor sich und die dabei frei werdenden Gase, besonders Methan, bilden mit Luft ein sehr explosives Gemenge, schlagende Wetter, die bei Entzündung Grubenkatastrophen herbeiführen.

Anthrazit besitzt eine schwarze Farbe und schwarzen Strich, muscheligen Bruch und hat über 8000 Kalorien Brennwert. Er schmilzt nicht im Feuer und verbrennt nur bei starkem Luftzuge. Er wird in der Gasbereitung nicht verwendet. Anthrazit findet sich meist nur in den paläozoischen Formationen, doch können auch jüngere Kohlen durch Druck oder Hitze dazu verwandelt werden.

Graphit, eisenschwarz, sehr mild, fettig, abfärzend, metallglänzend, wird als das Endglied der Kohlenreihe angesehen und es ist sicher, daß er teilweise daraus hervorgegangen ist. Da man aber auch ein gangförmiges Auftreten kennt, erscheint seine Entstehung auf organischem und unorganischem Wege (durch pneumatische Lateralsekretion, Anreicherung durch Dämpfe) erwiesen.

Die Bildung der Kohle aus Zellstoff geht unter beträchtlicher Volumsverminderung vor sich, die bei Schwarzkohle $\frac{7}{8}$, bei Anthrazit $\frac{11}{12}$ der ursprünglichen Masse beträgt. Der Vorgang muß verhältnismäßig rasch erfolgen, da man in dem begleitenden tauben Gesteine (Zwischenmittel) Bruchstücke und Gerölle von Kohle gefunden hat, die also schon damals verfestigt gewesen sein muß und, wie erwähnt, aufrechte Stämme einer jüngeren Vegetation über Flözen auftreten.

Für die Entstehung allochthoner Flöze ist die Zusammenschwemmung großer Pflanzenmassen erforderlich, wie sie heute etwa in Seen des Mississippi deltas oder im Seengebiete des Columbiaflusses vor sich geht. Die autochthonen Flöze sind wohl in Sümpfen entstanden und zeigen ein rasches Pflanzenwachstum an, was auf ein warmes, feuchtes Klima ohne zu hohe Temperatur, die der Erhaltung der Zellulose ungünstig wäre, hindeutet. Aus den begleitenden Versteinerungen, die sich in den Zwischenmitteln finden, ersieht man, daß manche Flöze in Süßwasserseen gebildet (limnisch) sind, während mit anderen marine Fossilien vergesellschaftet sind, so daß ihre Ablagerung in Strandseen erfolgt sein muß, die wiederholt vorübergehend vom Meere überflutet waren (paralische Flöze). Solche Vorkommen erinnern an die Mangrovesümpfe tropischer Küsten.

Steinkohlenflöze sind meist 1–5 m, selten bis 15 m mächtig, Braunkohlenflöze oft 15–20, ja 50 m stark. Dagegen treten diese meist einzeln oder in geringer Zahl übereinander auf, während jene oft zahlreich (über

100, bei Mährisch-Ostrau sogar 370 Flöze mit 109 m Kohle) mit mehr minder starken Zwischenmitteln wechsellagern. Daraus ergibt sich eine große Mächtigkeit der steinkohlenführenden Schichten, die im Saargebiete über 5000 m, in Südwales 7000 m beträgt. Die Ausdehnung einzelner Steinkohlenflöze ist beträchtlich und erreicht in England 30, in Pennsylvania 700 Quadratmeilen. Die Flöze zerteilen sich oft in mehrere, vereinigen sich wieder oder keilen rasch aus. Sie sind durch tektonische Vorgänge vielfach gestört, gebogen, gefaltet, ausgewalzt, zerrissen, abgesunken oder zusammengepreßt, so daß bisweilen stockförmige Lager auftreten. Die heutigen Flözvorkommen sind nur Reste dieser einst wohl viel weiter verbreiteten, leicht zerstörbaren Bildungen. In England und Irland gehören ihnen etwa 9000, in Nordamerika 200.000 Quadratmeilen an und in China ist ihre Verbreitung noch größer. Schon im Präkambrium kennt man (Finnland) Anthrazitflöze, die wohl aus Algen hervorgegangen sind, aber erst in der Karbonformation, die davon ihren Namen hat, stellen sich die größten Kohlenschätze der Erde ein, die noch zum Teil das Perm umfassen. Im Jura finden sich in manchen Gebieten Europas ziemliche Lager, die in Südafrika, Indien und Australien (Gondwanaschichten) unverhältnismäßig viel reicher sind. Die Kreideformation ist arm an Kohlen, aber im Tertiär ist besonders das Oligozän und Miozän durch das Auftreten von Braunkohlen ausgezeichnet, die in zahlreichen einzelnen Becken weit verbreitet sind. Die vor der Karbonzeit gebildeten Kohlen scheinen von marinen Pflanzen (wohl Tangen), die der Karbonzeit von einer Flora zu stammen, die gerade das Festland eroberte, während die jüngeren Kohlen festländisch entstanden sind.

Wenn nach dem bisher Gesagten auch der Kohlenstoffgehalt der Kohlen anscheinend mit deren höherem Alter zunimmt, so ist er doch nicht direkt von diesem abhängig, da man paläozoische Braunkohlen und tertiäre Anthrazite kennt. Es sind die älteren, stark gestörten Schichten der Erdrinde eben stärkerem Drucke und durch die Überlagerung durch jüngere Schichten einer nach der Tiefenstufe höheren Temperatur ausgesetzt gewesen und beide Ursachen tragen, wie erwähnt, zur Anreicherung des Kohlenstoffes bei. Braunkohlen und Steinkohlen sind chemisch verschieden und diese können nicht aus jenen hervorgegangen sein. Sie sind aus verschiedenen Pflanzen gebildet, Braunkohlen aus Holzgewächsen, während die Steinkohlen der Karbonzeit von Gewächsen stammen, die der heutigen Flora fremd sind.

Vielfach sind Kohlen mit Eisenerzen vergesellschaftet. Schon in Torfmooren finden sich phosphorsäurehaltige Raseneisensteine, Eisenocker und Schwefelkies und viele Steinkohlenflöze treten in enger Verbindung mit Kohleneisenstein und tonigem Sphärosiderit auf, die in ihrem Zusammenvorkommen von um so größerer Bedeutung für die Industrie sind. Vielfach führen Kohlen Pyrit, durch dessen Oxydation Wärme entsteht, so daß Flöze bei künstlicher oder natürlicher Entblößung in Brand geraten. Diese Flöz- oder Erdbrände können Jahrhunderte andauern, manche stammen aus der Diluvialzeit. Dabei werden einzelne Partien der Kohle verkohlt und die Zwischenschichten gefrittet. Dasselbe tritt im Kontakt mit Eruptivgesteinen ein.

Es hat sich eine zeitliche Beziehung der Bildung der großen Kohlenfelder und der Gebirgsfaltung ergeben, die auch eine räumliche Verbindung

erkennen lassen, so daß man für die in Küstengebieten abgelagerten kohlenführenden Sedimente von so großer Mächtigkeit annimmt, daß sie bei fort dauernder Senkung des Gebietes entstanden sind, wobei die in Auffaltung begriffenen Gebirge die großen Abtragungsmassen geliefert haben, deren Ablagerung mit dieser Senkung Schritt halten konnte. Die starke Abtragung der jungen Gebirge hat gleichzeitig viele Nährstoffe für Pflanzen in den benachbarten Niederungen abgelagert. Fast alle großen Steinkohlenfelder der Erde liegen auf der nördlichen Halbkugel zwischen dem 25. und 50. und auf der Südhalbkugel zwischen dem 25. und 45. Breitegrade. Wir werden später sehen, welche Beziehungen zu anderen umfassenden Erscheinungen sich daraus ergeben.

Canarium bengalense und andere tropische Bäume liefern große Mengen Harz, das als Kopal in den Handel kommt. Ein fossiles Harz ist der Bernstein, der wohl hauptsächlich von einer Fichte, *Pinus succinifera*, stammt, die im Eozän das Gebiet der baltischen Länder bedeckte (vgl. Abschnitt III D).

Erdgas

Gasförmige Kohlenwasserstoffe, vorherrschend Methan (CH_4) treten in geringer Menge an manchen Orten aus dem Boden und können in Brand geraten. Solche Feuer sind seit altersher, wie die Chimäre in Lykien, das



Fig. 388 Schlammquelle auf einem Mudlump (nach E. W. Shaw)

von Velleia in Oberitalien, die von Baku u. a., Gegenstand der Verehrung gewesen. Durch Bohrungen ist das Vorkommen von großen Erdgasmengen im Untergrunde an vielen Stellen nachgewiesen worden, wie bei Wels in Oberösterreich, im Karpathenvorlande, bei Hamburg, in Siebenbürgen und besonders in den Vereinigten Staaten und China. Bei Kis Sarmos in Siebenbürgen hat eine bis 302 m getriebene Bohrung täglich 864.000 m^3 Gas unter

26·5 Atmosphären Druck ergeben und mehrere andere haben in 100 m Gas geliefert, das mit Benzindämpfen vermischt war, also auf das Vorkommen von Petroleum hindeutet. In Amerika hat man einen Druck bis über 100 Atmosphären beobachtet, der aber mit der Zeit, oft erst nach Monaten nachlässt. Durch den Ausbruch wird Sand, Erdöl und Wasser, besonders salziges, ausgeworfen.

Methan bildet sich beim Kohlungsprozesse und strömt aus den Flözen aus, die gefährlichen Schlagwetter bildend. Auch mit Steinsalz kommt es vor, wie im Salztonne der alpinen Trias und bisweilen im Salze selbst, das beim Entweichen der Gase knistert (Knistersalz).



Fig. 389 Schlammvulkan von Kalendar Tepe, bei Schemacha, Transkaukasien
(phot. N. Andrussoff)

Aus Schlammaufpressungen im Mississippidelta (M u d l u m p s, Fig. 388) treten Schlammquellen mit Methan, das aus der Zersetzung vegetabilischer Substanzen hervorgeht und auch in vielen Sümpfen gebildet wird.

Durch Erdgase, die mit Wasser zusammentreffen, können leicht zerstörbare Schichten des Untergrundes zu Schlamm zersetzt werden, der, mit Erdöl und Salzwasser vermengt, ausgeworfen wird, sich zu einem vulkanartigen Kegel aufhäuft und oft verheerende Schlammströme bildet. Die Ausbrüche gehen meist mit starkem Geräusche bei normaler Temperatur vor sich und die austretenden Gase können in Brand geraten und ein paar hundert Meter hohe Feuersäulen bilden. Man nennt diese Ausbruchsstellen Schlammvulkane, Salsen. Die bekanntesten sind die Salinellen am Nordfuße des Apennin in der Nähe von Parma und Modena (Sassuolo),

die Macaluba bei Girkenti, größere Vorkommen liegen auf der Halbinsel Apscheron bei Baku (Fig. 389), zum Teil aus dem Kaspisee als Inseln auftauchend und in der Krim. Ihre Tätigkeit erfährt durch Erdbeben eine Belebung. Schlammvulkane auf der Insel Roti werfen fossilreiche Gesteine aus verschiedenen Formationen aus. Sie liegen stets auf Scheiteln der Antiklinalen des Untergrundes.

Eine ähnliche Erscheinung sind die aus festem Gesteine austretenden natürlichen Springbrunnen, die Gas und Wasser auswerfen, das bisweilen salzig oder anderweitig mineralisiert ist.

Die Naturgase sind von großer wirtschaftlicher Bedeutung, da sie zur Beleuchtung und Beheizung dienen, wie es in größtem Maßstabe in den 'Gasterrains der Vereinigten Staaten u. a. O. der Fall ist.

Bitume

Bei den Ausbrüchen von Erdgas wird in vielen Fällen Erdöl mitgerissen, das, meist mit Sand vermischt, wie ein Springbrunnen über 100 m hoch emporgesleudert wird (Ölspringer, Fig. 390). Diese Brunnen liefern in kurzer Zeit riesige Ölmengen ($12.000\ m^3$ und darüber im Tage), lassen aber mit der Zeit, oft erst nach Jahren nach und versiegen ganz. Benachbarte Brunnen beeinflussen einander. Meist wird aber bei Bohrungen das Öl in der Tiefe angezapft und muß gepumpt werden. Bei der großen Bedeutung, die es für die Menschheit besitzt und bei seiner weltweiten Verbreitung hat sich das Interesse der Forscher aus praktischen Gründen der Untersuchung seiner Lagerstätten und seiner Entstehung zugewendet, aber trotzdem ist es bisher nicht gelungen, für alle Fragen eine befriedigende Erklärung zu finden. Die reichsten Ölgebiete der Erde liegen in den Vereinigten Staaten (Pennsylvanien, Ohio, Kalifornien) mit zwei Dritteln, in Transkaukasien (Baku) mit einem Drittel der Weltproduktion, auf den Sundainseln, in Rumänien, Galizien u. a. O. Erdöl, Rohpetroleum, Steinöl, Naphtha, das flüssig, gelb, braunrot, oft grün fluoreszierend ist, tritt als Imprägnation in porösen und klüftigen Sedimentgesteinen auf, in denen es infolge seines geringen spezifischen Gewichtes (0·6—0·9) auf dem Schichtwasser schwimmend emporsteigt und sich daher an den höchsten Stellen der gestörten Schichten, z. B. in den Wölbungen oder auf den Schenkeln von Falten (Öllinien) sammelt. Solche Kuppellager sind bisweilen 1 km breit und 10 km und darüber lang. Man hat in allen fossilführenden Formationen vom Kambrium ab Erdöl getroffen. An manchen Punkten reicht die Ölführung durch mehrere Formationen, in Galizien von der Kreide bis in das jüngste Tertiär, in den Appalachien vom Untersilur bis in das Karbon. Manche Forscher vertreten die Ansicht, daß das Erdöl stets auf sekundärer Lagerstätte — nicht dort, wo es sich gebildet hat — auftrate; also regionale Wanderungen (Migrationen) durchgemacht habe, aber andere Kenner lassen nur lokale Wanderungen auf Spalten oder durch poröse Gesteine gelten und sehen die Lagerstätten für primär an. Sicher handelt es sich aber um Einpressen des weit verbreiteten, fein verteilten Ölgehaltes in Gesteine mit großem Porenvolumen (Sande und löche-

riige Kalke) und um Anreicherung aus einem großen Gebiete an beschränkten Stellen. Da durch Abtragung angeschnittene Lager ihren Ölgehalt verlieren, sind nur ungestörte ältere Gesteine ölfthrend, hauptsächlich aber die tertiären Schichten, in denen sich überdies die aufsteigenden Ölmengen angereichert haben. Man hat erkannt, daß die Öl vorkommen parallel den Gebirgsbogen

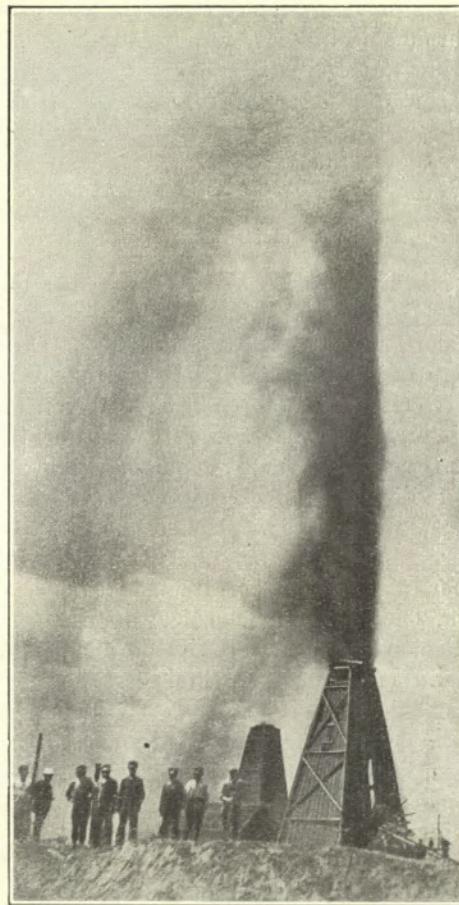


Fig. 390 Ölspringer in Balachany, Transkaukasien
(nach einer käuflichen Photographie)

verlaufen und wohl in den Falten liegen, die im Vorlande keiner zu starken Störung durch Brüche ausgesetzt gewesen sind, so daß das Öl in der Tiefe eingeschlossen erhalten geblieben ist. Nur solche poröse Schichten, die von ölundurchlässigen begrenzt sind, können ergiebige Ölhorizonte bilden und zwar trifft man bei der Bohrung vielfach zuerst Erdgase, dann das Öl und schließlich drängt das Wasser nach, das meist salzig ist und auch Jod und Brom enthält. Bei solchen unter hohem Drucke erfolgenden Ausbrüchen bebt die Erde oft bis auf 1 km im Umkreise und das Getöse ist meilenweit zu

hören. Das Erdöl zeigt verschiedene chemische Zusammensetzung, je nach den darin auftretenden Kohlenwasserstoffen. Es enthält gewöhnlich Verbindungen nach der Formel $C_n H_{2n+2}$ (Pantanreihe), $C_n H_{2n-6}$ (Benzolreihe), ferner das gasförmige Äthan (C_2H_6) usw.

Früher hat man angenommen, daß Erdöl aus dem Erdinnern stamme, da bei vulkanischen Exhalationen Kohlenwasserstoffe ausströmen. Auch wurde die Herkunft aus der Steinkohle vertreten. Aber gegenwärtig ist seine direkte organische Bildung sichergestellt, obgleich der fast unerschöpflich erscheinende Reichtum vieler Ölbezirke dadurch noch rätselhafter wird und zwar ist es wohl durch natürliche Destillation unter erhöhter Temperatur — nach der geothermischen Tiefenstufe — und großem Drucke aus den Fettresten von Tieren, Foraminiferen, Hydromedusen, Fischen und niederen Pflanzen (besonders Diatomeen, Algen u. a.) hervorgegangen. Diese bilden in stehenden Gewässern, Seen, abgeschlossenen seichten Meeresbecken, einen graublauen oder grünlichen Schlamm, Faulschlamm, Sapropel, aus dem experimentell Petroleum und Paraffin gewonnen worden sind. Alle pflanzlichen und tierischen Fette werden bei $365-420^\circ$ und $20-25$ Atmosphären Druck in Erdöl verwandelt. In der Natur erfolgt dies über eine bituminöse Zwischenstufe. Die organische Substanz und die daraus hervorgegangene bituminöse wirken durch ihren Wasserstoffgehalt reduzierend. Daher ist sulfatfreies Wasser für Ölregionen charakteristisch. Es haben sich Sulfide gebildet, FeS_2 , das die blaue Farbe des Kontinentalschlammes erzeugt. Aus den Sulfiden bildet sich Schwefelwasserstoff, der für Öl vorkommen bezeichnend ist. Die Kohlensäure wirkt als Nebenprodukt der Sulfatreduktion kalkauflösend. Daher fehlen fossile Reste in den meisten ölführenden Gesteinen. Durch Druck wird alle Flüssigkeit aus dem Schlamme in die benachbarten Sande, die ein konstantes Porenvolumen besitzen, gepreßt. Die ölführenden Sandhorizonte sind bis 50 m , selten darüber, mächtig und das Erdöl hält an demselben Punkte oft durch mächtige Schichtreihen an. In den Ölserien wird das Korn des Gesteins meist gegen oben größer und als Zeichen der Aussöhung und Verlandung treten darüber bisweilen Kohlen auf. Manche ölführende Schichten sind von Mikroorganismen erfüllt. Die sich im Sapropel entwickelnden Gase entweichen oft explosionsartig und haben im Ögelsee (Provinz Brandenburg) eine inselartige Auftriebung des Bodens bewirkt. Vielfach hat man in Tieranhäufungen Erdöl angetroffen, wie in tertiären Muschelbänken, in paläozoischen Cephalopodengehäusen, in heutigen Korallenriffen u. a. Manche bituminöse (asphaltreiche) Schiefer (Fischschiefer, Brandschiefer, Stinkschiefer) und die Kannelkohlen sind nichts anderes wie Sapropele.

Die Gaskohlen besitzen ihren großen Gasgehalt wohl infolge des Bitumens (Asphalts), das auf die zahlreichen Tierreste, Reptilien, Fische, Krüster, Insekten u. a. zurückzuführen ist, die in ihnen auftreten. Wenn auch bei der Bildung des Urmaterials der Petrolea wohl niedere Tiere und Pflanzen als Fetträger vorherrschen dürften, sind auch Massenanhäufungen von höheren Tieren, z. B. Fischen, bei einem katastrophalen Fischsterben, wie sie öfter beobachtet worden sind, in Erwägung zu ziehen, wobei die Schalen und Knochen durch die sich bildende Kohlensäure auf-

gelöst worden sind, so daß man fast niemals solche tierische Reste in erdölführenden Schichten findet.

Durch Oxydation des Erdöles an der Luft wird es zäh, schwerer und bildet Asphalt (Erdpech), eine schwarze, fettglänzende Masse, die bei 100° schmilzt und mit rufender Flamme brennt und eine Dichte von 1·1 bis 1·2 besitzt. Reiche Asphaltlager finden sich in Syrien, am Toten Meere, auf der Insel Trinidad u. a. O. Er wird auch aus bituminösen Kalken und Schiefern gewonnen (Dalmatien, Seefeld in Tirol), auf deren Klüften er bisweilen angereichert auftritt oder er bildet das Bindemittel von Sanden und Konglomeraten wie in Südkalifornien, wo er sich in Senken zu Tümpeln sammelt, während in der Tiefe das Erdöl erbohrt wird.

Das Erdwachs, Ozokerit (CH_2), ist eine gelbe bis grünlichbraune, weiche Masse, die zwischen 56° und 82° schmilzt und besonders bei Boryslaw in Galizien in Spalten eines alttertiären Sandsteines gegen oben auftritt, während gegen die Tiefe weichere Destillata und schließlich Erdöl folgen, aus dem sie alle hervorgegangen sind.

Phosphor, Schwefel, Eisen, Kieselsäure

Phosphorverbindungen entstehen durch die Anhäufung von tierischen Resten. Dazu gehört der Guano, eine Ablagerung tierischer Exkreme, besonders von Vögeln, der aus Kalk-, Magnesia- und Ammonphosphat besteht. Auf mehreren Südseeinseln und besonders den Chinchaiseln bei Peru, sind bis 40 m mächtige Lager zu Dungzwecken in Abbau. Die Phosphorsäure des Guano verbindet sich mit dem Kalke, z. B. von Koralleninseln, zu phosphorsaurem Kalke. Durch Kadaver und Exkreme von Fischen und Meersäugern entstehen auf dem Meeresboden phosphorhaltige Ablagerungen. Auf diese Weise mögen sich zum Teil aus Tierresten die Phosphorite (Kalkphosphat) gebildet haben, die als meist bis faustgroße, konkretionäre Knollen von grauer Farbe und mit dichter oder radialstrahliger Struktur regellos oder lagenweise mit Fisch-, Reptil- und Muschelresten vereint in Tonen und Mergeln auftreten (Phosphoritkugeln, Fig. 391). Teilweise sind sie versteinerte Exkreme (Koprolithen). Man findet sie in England, Frankreich, Galizien, Rußland, Algier u. a. O. in verschiedenen Formationen. Bisweilen tritt Phosphorit als Ausfüllung von Spalten und in Taschen auf, wie bei Quercy in Frankreich, wo er mit alttertiären Säugetieren vergesellschaftet ist. Er scheint dort aber eine Quellbildung zu sein, in die die zur Tränke gehenden und ertrunkenen Tiere eingebettet worden sind. Der Ursprung des Phosphors ist magmatisch und er ist dann in den organischen Kreislauf eingetreten.

Knochenbreccien können sich durch Anhäufung von Resten höherer Tiere bilden, wie die in roten Höhlenlehm eingebetteten Reste diluvialer Höhlenbären. Dazu gehören die Bonebeds — Knochenlager —, die in verschiedenen Formationen auftreten und aus Knochen, Schuppen, Zähnen, Koprolithen und anderen Resten bestehen.

Bei der Bildung von Schwefel wirken auch Bakterien (Thiobakterien) mit, die ihn aus dem Schwefelwasserstoffe von Quellen und stehenden

Gewässern fallen. Die Fäulnis organischer Substanzen entwickelt Gase, die den weitverbreiteten schwefelsauren Kalk (Gips) des Wassers zersetzen und ebenso wie Mikroben (*Bacterium hydrosulfuricum ponticum* u. a.) Schwefelwasserstoff bilden, aus dem sich unter dem Einflusse des Sauerstoffes der höheren Schichten oder auch durch Schwefelbakterien Schwefel im Schlamm abscheidet. Dies geht in Meeres- und Seebecken vor sich, die wie die Tiefen des Schwarzen Meeres keine Strömung besitzen, die Sauerstoff herbeiführt. Der Schwefelwasserstoff reichert sich so an, daß kein Leben mehr bestehen kann und es scheidet sich Pyrit aus, dessen Eisengehalt aus den Tierkörpern oder vom Festlande stammt. Schwefellager, wie die von Girenti, die in 1 cm bis 3 m starken Bändern in Kalkmergel mit zahlreichen Tierresten auftreten, so daß die Gesteine oft bituminös sind, dürften wohl organogene Absätze sein. Ähnlich sind die Vorkommen in Kroatien und Galizien.

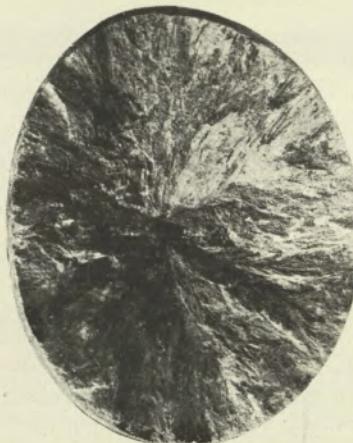


Fig. 391 Querschnitt durch einen Phosphoritknollen mit radialer Struktur

In Sümpfen kann sich unter Mitwirkung von Eisenbakterien, die aus dem Wasser Eisenoxydhydrat fällen, das als schillerndes Häutchen auf der Oberfläche schwimmt oder als braune Flöckchen auftritt, erdiger, knolliger Limonit (Raseneisenerz) bilden.

Aus der Anhäufung der mikroskopisch kleinen Kieselpanzer von Spaltalgen, Diatomeen, entsteht die magere, lichtgefärbte, erdige Kieselgur, Infusorienerde, die eine marine oder lakustre (Seen-) Bildung ist und bis 20 m starke Lager bildet (Lüneburger Heide, Untergrund von Berlin). In Franzensbad in Böhmen findet sich eine 20 cm starke Lage im Moore. Dazu gehört der Tripoli (Tripel) des Tertiärs von Oran, Siziliens, der Insel Barbados u. a., der neben Diatomeen aus Radiolarienterrüsten besteht. Die dünnblätterigen Polierschiefer, z. B. von Bilin in Böhmen, sind aus Diatomeen gebildet.

Das Wasser heißer Quellen, besonders von Geysiren, setzt die gelöste Kieselsäure zum Teil unter der Mitwirkung von Algen (*Leptothrix* und *Calothrix*), die noch bei 85° lebensfähig sind, als gallertartige Substanz (Gel) ab, die sich bald verfestigt.

Die Kieselgerüste von Radiolarien häufen sich besonders in der Tiefsee zu weitverbreiteten Ablagerungen (Radiolarienschlick) auf, können aber auch als flottierende, planktonische Körper in seichten Buchten zusammengeschwemmt werden. Aus ihnen besteht neben Diatomeen die Radiolarienerde, die von den Nikobaren und Barbados bekannt ist.

Die Hornsteine, Radiolarite und Kieselschiefer, deren letztere besonders in den ältesten Formationen eine große Verbreitung besitzen, sind, wie man oft noch im Dünnschliffe erkennt, aus Radiolarien gebildet. Der Feuerstein, dessen Knollen besonders in Kreidebildungen häufig sind, zeigt bisweilen noch die Struktur von Kieselchwämmen, zum Teil aber ist er eine konkretionäre Bildung (siehe diese), die ihr Material der Auflösung von organischen Kieselgerüsten verdankt.

Kalk

Neuere Untersuchungen haben gelehrt, daß denitrifizierende Bakterien (*Bacterium calcis* und andere) den im Meere gelösten kohlensauren Kalk fällen, wodurch dichte Kalksteine entstehen. Ihre Tätigkeit ist in den warmen Meeren mit über 15° Wassertemperatur am reichsten. Es ist möglich, daß aus solchen bakteriell ausgeschiedenen Kalkpartikelchen durch Absatz um ein Zentrum Oolithe mit konzentrisch-schaliger Struktur entstehen.

Zahlreiche Pflanzen und Tiere haben die Fähigkeit, in ihren Zellen kohlensauren Kalk abzulagern und sich daraus ein Gerüst zu bauen oder damit zu überziehen, inkrustieren. Die niederen kalkabsondernden Algen scheiden stets Aragonit, die höheren Rotalgen (Lithothamnien) Kalzit aus. An den Bachwasserfäden, Algen, die in rasch fließenden Bächen wachsen, bilden sich kleine, weiße Kalkknötchen und schließlich werden die Fäden von Kalk überzogen. Ebenso inkrustieren sich andere Süßwasserpflanzen, wie *Chara* und *Hypnum*, die Kalkmassen bilden können. Weitaus wichtiger sind die Meeresalgen *Florideen*, wie *Lithothamnium*, *Melobesia* u. a., die in einer Wassertiefe bis 50 m knollen- und rasenförmig wuchern und ihre Stämmchen und Ästchen mit Kalk überrinden, wobei die organische Struktur sehr gut erhalten bleiben kann, aber auch oft durch Auflösung infolge des Kohlensäuregehaltes und Wiederabsatz verloren geht (Fig. 392). Ihre Absätze enthalten 54% kohlensauren Kalk und 5.5% Magnesiumkarbonat. Sie bedecken heute in wärmeren Meeren seichte Stellen auf weite Erstreckung und nehmen auch am Aufbau der Korallenriffe hervorragend Anteil. Dieser gewachsene, primäre oder originäre Lithothamnienkalk kann durch Zerstörung Detritus liefern, der, wieder verfestigt, detritären Lithothamnienkalk bildet. Im großen Salzsee in Utah u. a. O. werden ooidähnliche Kalkkugelchen durch Algen gebildet und als Sediment abgelagert und auch manche fossile Oolithe sind Algenknollen ohne schalige Struktur (Pseudo-Oolithe).

Als Kalkabsätze von Algen werden auch die Kokkolithen angesehen, mikroskopisch kleine Kalkscheibchen, Stäbchen u. dgl., die früher Geißelinfusorien (Flagellaten) zugeschrieben wurden, die eine aus solchen Körperchen gebildete Schale besitzen sollten. Neue Untersuchungen

halten sie für Abscheidungen von Kalkalgen. Für die Bildung des Travertins ist die Mitwirkung von Algen seit langem bekannt. Im Yellowstoneparke und an anderen Kalksinterterrassen sind Algen, die im heißen Wasser leben, am Kalkabsatze beteiligt.

Viele niedere wasser- und landbewohnende Tiere haben die Fähigkeit, kohlensauren Kalk als Gertist oder Gehäuse abzuscheiden und gehören dadurch zu den wichtigsten Gesteinsbildnern, da der größte Teil der Kalkmassen, die wir auf der Erdoberfläche treffen, von ihnen aufgebaut worden ist. Über die Art der Kalkaufnahme und -abgabe der Tiere wissen wir nichts Sichereres. Sie vollziehen sich wohl unter Mitwirkung der organischen Säuren. Wenn man bedenkt, daß in 1 l Meerwasser zirka $\frac{1}{35000}$ g Kalk enthalten ist, so muß man die chemische Arbeit bewundern, die ein Muscheltier leistet, um eine oft mehrere Kilogramm schwere Schale abzusetzen.

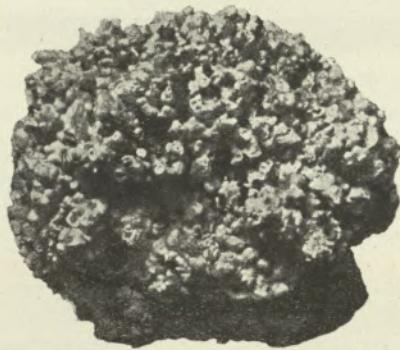


Fig. 392 Lithothamnienknollen

Die niederen Tiere bauen Hartteile auf, die aus Aragonit oder Kalzit bestehen, worüber im nächsten Abschnitte Ausführlicheres folgen wird. Die Foraminiferen, darunter besonders die Globigerinen, die Kalkschwämme, Steinkorallen, die Röhrenwürmer und Bryozoen und die ganze reiche Welt der Schnecken und Muscheln des Süßwassers und des Meeres nehmen hervorragenden Anteil an dem Aufbau der Kalkmassen und in der Vorzeit der Erde kommen noch andere Tiergruppen dazu, über die noch ausführlicher die Rede sein wird. In den heutigen Meeren finden sich in den Bildungen geringerer Wassertiefe Bänke von *Pecten* und *Venus* und ungeheuer ausgedehnte Lager von Austern (an der atlantischen Küste Nordamerikas zieht sich eine Austernbank über Tausende von Kilometern hin) und auch pflanzenfressende Gastropoden treten bankbildend auf, aber unvergleichlich häufiger sind die als *Lumachellen*, *Muschelgrus* (*Faluns*) bekannten Anhäufungen zertrümmerter Konchylienschalen, deren Kalkgehalt bis 90% der Masse erreicht.

Zu den wichtigsten tierischen Kalkbildnern gehören die stockbildenden Korallen, wenn auch, wie man seit den letzten Jahren weiß, ihre Arbeit von der mannigfacher anderer Organismen übertroffen wird. Ihre häufigsten Gattungen sind: *Heliopora*, *Porites*, *Madrepora*, *Pocillopora*. Auch Hydro-

medusen, wie *Millepora*, sind wichtige Riffbauer. Wo sich die Schwärmlarven von Kalkkorallen ansiedeln können, geht die Kalkbildung vor sich. Das aus Fußplatte, Sternleisten und Wand gebildete Skelett besteht aus Aragonit, untergeordnet Magnesiumkarbonat, phosphorsaurem und fluorsaurem Kalk, Kieselsäure u. a., bleibt nach dem Absterben des Tieres erhalten und durch die Vereinigung einer unendlichen Anzahl zu Kolonien entstehen Rasen und Polster, Knollen, busch- und baumförmige Kalkgebilde. Die Brandung und verschiedene bohrende Muscheln, Würmer, Seeigel und Schwämme zerstören die Stöcke und zerreissen den mürben Kalkstein, es entsteht Korallen-sand und dieser wird, mit Grus von Kalkalgen, Foraminiferen, Bryozoen, Muscheln, Schnecken und Echinidenskeletten vermengt, in die Höhlungen der Stöcke eingeschwemmt. Durch Lösung und Wiederabsatz durch das warme, an organischen Verwesungsprodukten reiche Wasser geht eine Verkittung vor sich, es bildet sich ein fester Riffstein, der oft keine Struktur mehr zeigt und dicht wird. In ihm sind die Korallenkelche bisweilen noch als Steinkerne erhalten. Das grobklastische Material häuft sich als Übergußschicht auf der Böschung des Riffes an und bildet verkittet Kalkbreccien (Blockstruktur). An Korallenriffen ist das bewegte Wasser weithin von dem feinen Kalkschlamme (Korallenmilch) getrübt, der aus der Zerreibung des Riffkalkes entsteht und sich in stillen Lagunen niederschlägt, wodurch dichte Kalke gebildet werden können. Riffbildende Korallen leben nur in reinem, schlammfreiem Meerwasser von normalem Salzgehalte (sind stenohalin), dessen Temperatur nicht unter 20° sinkt (sie sind stenotherm), bis in eine Tiefe von 50 m. Da sie die Küstenwässer, die von terrigenen Abtragungsprodukten getrübt sind, meiden, finden sie in einiger Entfernung von der Küste in zirka 30 m Tiefe auf Felsgrund die besten Existenzbedingungen. Sie gedeihen im Luv infolge frischer Wasser- und Nahrungszufuhr besser. Die Riffe wachsen daher oft überhängend gegen die See vor, vom Lande sind sie durch einen seichten Kanal, Lagune, getrennt. Ihr Höhenwachstum ist durch den Stand der Ebbe begrenzt, wenn auch einige Korallen stundenlang trocken liegen können. Durch die Brandung werden Trümmer auf das Riff geworfen, das sich erhöht, es bildet sich der Flut- und der höhere Sturmwall und die weitere Erhöhung geht durch den Wind vor sich, der den Kalksand zu Dünen aufhäuft. Seewärts zeigen Riffe Böschungen meist über 10° bis zu 63° und steigen aus bis 4500 m messenden Meerestiefen auf, wie sie auch zwischen den einzelnen Inseln einer Gruppe gelotet worden sind. Es können also hier auf den Böschungen Schichten unter sehr starker Neigung abgelagert werden. Die Koralleninseln stehen oft in Gruppen beisammen und finden sich in den tropischen Meeren, besonders in der Südsee. Ihr Wachstum geht überaus langsam vor sich. Ästige Formen wachsen wohl 10—50 cm im Jahre, geben aber nur wenig kompakten Riffkalk, massive Stöcke dagegen nur $\frac{1}{2}$ —14 mm.

Bedecken Riffkorallen seichten Grund des Litorals mit einer Riffsteindecke, so spricht man von Krustenriffen, Kistenriffen. Ein Krustenriff, das sich auf einer Untiefe bildet, wird randlich rascher wachsen als in der Mitte und ein Ringriff, Atoll, bilden, das, bis etwa 1500 m breit,

eine seichte Lagune einschließt. Da man Atolle mit Lagunen von 90 m Tiefe kennt und das zirka 2000 km lange Große Barriereriff Australiens vom Lande durch einen 100 m tiefen, 100 km breiten Meeresteil getrennt ist, hat man eine größere Mächtigkeit der Riffkalke, als die Tiefe der Existenzmöglichkeit der Korallentiere ist und eine Senkung des ganzen Gebietes

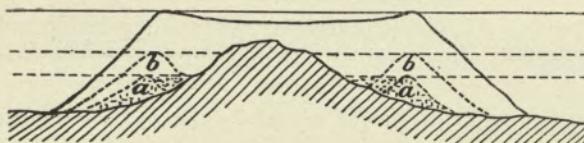


Fig. 393 Profil durch ein Riff zur Veranschaulichung der Theorie Darwins. Bei Sinken des Bodens entsteht aus dem Saumriff (a) ein Wallriff (b) und schließlich ein Atoll mit Lagune (nach P. Marshall).



Fig. 394 Oberfläche eines wachsenden Riffes, Great Barrier Reef, Australien (nach W. Saville-Kent)

vermutet. Durch solche Senkungen werden Saumriffe in Wallriffe und Atolle verwandelt, wenn das Wachstum der Korallen mit der Senkung Schritt hält (Fig. 393, 394).

Diese zuerst von Darwin ausgesprochene und oft bestrittene Erkenntnis wurde durch eine auf dem Südseeatoll Funafuti bis 340 m im Riffsteine durchgeführte Bohrung bewiesen. So mächtige Riffe können nur durch allmähliche Senkung entstanden sein. Dabei zeigte sich auch, daß der Korallenkalk den Foraminiferen und Kalkalgen (besonders *Lithothamnium*) gegenüber sehr zurücktritt und zwar standen sie etwa im Raumverhältnisse 1:5. Das Korallenriff wird also nur zum geringsten Teil von Korallen aufgebaut.

Auch auf gehobenen Koralleninseln (Fidschiinseln) wurde Riffkalk bis 240 m stark nachgewiesen. Dies zeigt, daß der Hebung eine langsame Senkung um etwa den gleichen Betrag vorangegangen sein muß. Kalkriffe sind in großer Mächtigkeit aus der Vorzeit der Erde bekannt und wenn auch an ihrem Aufbaue großenteils Kalkalgen Anteil genommen haben, sind auch sie nur durch Senkung zu erklären. Wenn sich ein Riff in einem Gebiete aufbaut, in dem terrigene Sedimentation (Absatz von festländischen Abtragungsprodukten) herrscht, so kann eine Wechsellagerung beider

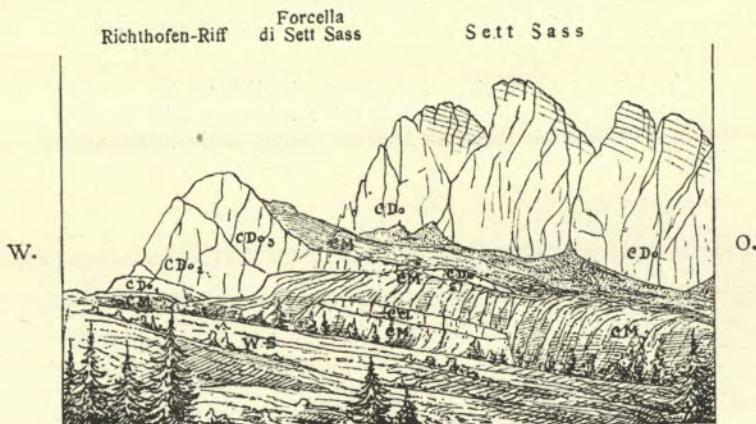


Fig. 395 Riffverzahnung am Sett Sass, Südtirol.
Auskeilen eines Riffes (*CDo*) in mergeligen Schichten (*CM*) (nach E. v. Mojsisovics)

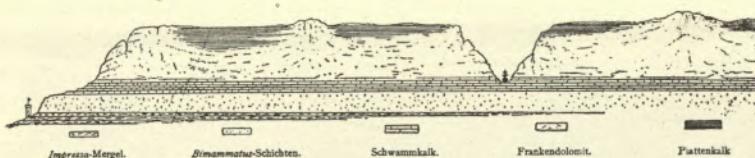


Fig. 396 Profil durch die jurassischen Kalkriffe von Pappenheim bis Eichstädt, Altmühlgegend, Bayern. Verzahnung der in Lagunen abgelagerten Plattenkalke mit den Riffkalken (nach J. Walther)

Ablagerungen in auskeilenden Zungen (Verzahnung) stattfinden, wodurch ihre Gleichaltrigkeit erwiesen ist (Fig. 395).

In einer Zone zwischen 10 und 35 Fuß Tiefe wurde im Bohrloche von Funafuti ein Gehalt an Magnesiumkarbonat von 9 bis 16%, zwischen 637 und 1114 Fuß von 35 bis 40% festgestellt. Die zweite Zone besteht also aus Dolomit, über dessen Entstehung man noch im unklaren ist. In 1–25 Faden Tiefe findet heute Dolomitierung statt. Durch Auslaugung des leichter löslichen Kalkes kann eine Anreicherung an kohlensaurer Magnesia eintreten oder es kann eine Umwandlung stattfinden, wobei das warme, stark bewegte Wasser und die aus der Zersetzung organischer Stoffe hervorgegangene Kohlensäure eine Rolle spielen.

Schon unter Wasserbedeckung gehen in Riffen chemische Umwandlungen vor sich, die eine Verfestigung bewirken, aber noch weitergehende Veränderungen vollziehen sich wohl in den trockengelegten Kalkmassen, wie man an den Riffen aller Formationen sieht. Ob aber alle die klotzförmigen, oft 1000 m mächtigen Kalk- und Dolomitberge der Alpen wirklich Riffe sind, wie vielfach angenommen wird, ist fraglich. Sie werden zuweilen von Verwerfungen begrenzt und könnten auch horstähnlich entstanden sein. In Rifflagunen bildet sich ein überaus fein geschichteter Kalkschlamm, wie er fossil besonders als Solnhofener Plattenkalk bekannt ist (Fig. 396).

Kohlensaurer Kalk in größeren Massen ist nach unserer heutigen Kenntnis ursprünglich stets auf organischem Wege entstanden und kann sekundär nach Auflösung als chemischer Niederschlag abgesetzt werden.

Sedimente

Der Ausdruck *sedimentum* (Absatz, Niederschlag) ist in der Chemie, wo er zuerst verwendet worden ist, nur für mechanische Ausscheidungen aus Suspension (Bodensatz) im Gebrauche. Seine Definition ist folgendermaßen: „Sediment (chemisch) nennt man einen aus einer trüben Flüssigkeit durch Absetzen am Boden des Gefäßes erhaltenen Niederschlag : Sedimentieren bedeutet absetzen lassen.“ (Zernik.) Erst in der Geologie hat man chemische Fällung aus Lösung (technisch Präzipitat genannt), wie Steinsalz, Gips usw., fälschlich als Sediment bezeichnet, wodurch eine scharfe Umgrenzung des Begriffes unmöglich geworden ist. Es ist daher notwendig, seinen alten, engen Umfang wieder herzustellen und auf die wörtliche Bedeutung des Ausdruckes zurückzugehen und wir bezeichnen als Sediment alle durch Anhäufung fester Bestandteile gebildeten Mineralmassen der Erdkruste. Viele einzelne Massenteile, die transportiert worden sind, bilden Sedimente. Nach der Gestalt und Größe der einzelnen Bestandteile nennt man sie Breccien, wenn diese eckige Bruchstücke sind, Konglomerate bei abgerundeten, größeren Trümmern (beide zusammen werden als Psephite bezeichnet), Sande und Sandsteine (Psammite), wenn die Fragmente über 0.05 mm Durchmesser und bis Erbsengröße besitzen, Schlamm-, Staub- oder Tongesteine (Pelite), wenn feinster Mineralstaub unter dieser Größe angehäuft ist. Der Ton ist entweder durch chemische Zersetzung entstanden (Kaolin, Tonerde, Kiesel-säure-Gel) oder durch mechanische Zerreißung. Pelite der ersten Art nennt man dialytisch, der zweiten Alphitite.

Die zu Sedimenten abgelagerten Bestandteile kann man nach ihrer Herkunft einteilen in: 1. kosmische, die aus dem Weltraume stammen, 2. vulkanogene, die von vulkanischen Eruptionen gefördert worden und 3. klastische, die aus der Zerstörung von Gesteinen hervorgegangen sind.

Die klastischen Sedimente bezeichnet man auch als detritär, weil sie aus der Zerstörung schon bestehender fester Massen gebildet werden. Diese können ursprünglich Massengesteine oder organisch gebildet sein (danach minерогене und organогене Sedimente), so daß man nicht aus dem Auge verlieren darf, aus welchen Gesteinen ein klastisches

Sediment hervorgegangen ist. Wie wir sehen werden, gehen durch innere und äußere Einwirkungen aus den Sedimenten Gesteine hervor, die deren Natur noch in den meisten Fällen erkennen lassen. Durch mechanische Zerstörung dieser Gesteine können nun wieder Sedimente gebildet werden, die wieder verfestigt ganz ähnliche Gesteine liefern, aber mit diesen als sekundäre Bildungen bezeichnet werden. Ihr Material befindet sich auf sekundärer Lagerstätte und kann im Laufe der Erdgeschichte noch wiederholt umgearbeitet worden sein.

Präzipitatgesteine können nur untergeordnet detritäre Sedimente bilden, da sie größtenteils der Auflösung anheimfallen.

Es ergibt sich eine Reihenfolge, in der Sedimente abgelagert werden konnten. Vulkanisches und kosmisches Material konnte sich in den Meeren der Urzeit niederschlagen, da es vielleicht noch kein festes Land gab, das, den Angriffen der abtragenden Kräfte ausgesetzt, klastische Sedimente liefern konnte. Chemische Absätze setzen fast durchwegs ein Festland voraus und lange Zeiträume müssen vergangen sein, bevor sich auf organischem Wege Mineralmassen bilden konnten.

Nach der Art des Transportes kann man die Sedimente in mehrere Gruppen einteilen. Fließendes Wasser des Festlandes, Bäche, Flüsse, dann Strömungen der Seen und Meere, die Wellenbewegung schaffen das Material herbei (hyd atogene Bildungen), große Massen werden durch die Gletscher transportiert (glaziale, kryogene Bildungen), bewegte Luft ist ein überall tätiges Transportmittel (äolische, anemogene Bildungen) und die durch die Kraft einer Eruption geförderten losen Auswürflinge fallen zur Erde (vulkanogene Bildungen). Die geringen Mengen kosmischen Ursprungs und der untergeordnete Transport durch die Tierwelt sind mehr der Vollständigkeit halber zu erwähnen.

Gewöhnlich erfolgt die Einteilung und Bezeichnung der Sedimente nach dem Orte, an dem sie abgelagert worden sind, da dies aus ihrer Beschaffenheit oft leicht zu ermitteln ist und wir auch den Vergleich mit rezenten Bildungen zur Hand haben. Wir bezeichnen als Fazies eines Sediments seine Eigenschaften, die von der Natur des Ortes seiner Entstehung, von den Ablagerungsbedingungen, abhängig sind. Danach teilt man die Sedimente ein in:

I. Terrestre Ablagerungen, die auf dem Festlande am Grunde des Luftmeeres — subaërisch — gebildet sind:

- a) kosmischer Staub (kosmogen),
- b) vulkanische Auswürflinge (vulkanogen),
- c) klastisches Material, trocken abgelagert.

II. Aquatische Ablagerungen, die unter Wasserbedeckung oder auf nassem Wege abgelagert worden sind. Bei ihnen tritt die Natur der Herkunft und des Transportweges gegenüber der Fazies stark zurück, nach der man sie einteilt in:

- a) fluviatile, fluviale (Fluß-),
- b) lakustre (See-),
- c) marine (Meeres-)Sedimente,

wobei in deren jedem kosmogenes, vulkanogenes und klastisches Material, das auf verschiedenen Transportwegen herbeigeführt worden ist, verwendet sein kann.

Terrestre Sedimente

Die geringen Mengen kosmischen Staubes, die wie die Meteoriten aus dem Weltraume zur Erde gelangen, würden unserer Beobachtung entgehen, wenn sie sich nicht an einigen Stellen anhäufen könnten. In der bis 100 km breiten Randzone des grönlandischen Inlandeises, in der im Sommer der Jahresschnee wegschmilzt, bedeckt eine äußerst dünne Schicht von solchem Eisstaub (Kryokonit) weite Flächen. Es ist dies ein feiner, grauer, in feuchtem Zustande grauschwarzer Staub, der neben terrestren auch kosmische Gemengteile enthält (Magnetit, metallisches Kobalt-Nickeleisen). Er liegt in bis 1 m tiefen und bis 1 m weiten, runden Löchern 1—2 mm stark. Diese Löcher sind durch die stärkere Wärmeaufnahme des dunklen Staubes entstanden (Schmelzlöcher) und bedecken die ganze Oberfläche das Vorwärtskommen erschwerend. Man hat Kryokonit auch in Spitzbergen und in anderen hocharktischen Gebieten angetroffen.

Die bei einer vulkanischen Eruption ausgeworfenen Magmafragmente, Bomben, Lapilli, Sande und Asche fallen zum Teil unmittelbar in der Nähe der Ausbruchsstelle nieder oder werden vom Winde verweht. Sie bilden auf dem Festlande die Trockentuffe und zwar ungeschichtete Ablagerungen, wenn die Auswürflinge ziemlich gleiche Größe besitzen. Sind sie verschieden groß, so werden sie in der Luft gesondert und bilden geschichtete Sedimente. Näher dem Schloten liegt naturgemäß das gröbste Material. Die Neigung der Schichten wechselt mit der des Untergrundes und kann bis 50° betragen. Es wechseltlagern bisweilen Laven und Asche, die weite Landstriche bedecken und Hunderte von Metern mächtige Massen bilden können. Durch die Regengüsse, die in Verbindung mit den Ausbrüchen stattfinden und durch Sickerwässer werden die Aschen durch auflösende und absetzende Vorgänge verfestigt. Reichlich mit Wasser gemengt, bilden sie Schlammströme, die weithin das Land mehrere Meter hoch überfluten können und einen feinkörnigen, ungeschichteten Tuff bilden.

Die in vulkanischen Gebieten abgesetzten Tuffe unterliegen starken Veränderungen. Fumarolen und Solfataren, heiße Dämpfe und Wässer zersetzen und verändern sie. Bisweilen sind Tuffe durch Dämpfe in ein blendend weißes, toniges Gestein (Alunit) verwandelt, zuweilen spielen sie in verschiedenen Farben. Tuffe unterliegen leicht der Abtragung, sie werden von den Wässern verschwemmt und sekundär abgelagert. Ihre Verwitterung gibt in den Tropen lateritartige, rote Tone. Pflanzen und Tierreste werden in Tuffen oft sehr gut erhalten. Hölzer werden bisweilen verkieselt und die Knochen und Konchylienschalen durch rasche Einbettung vor der Zerstörung geschützt. Von den bei der Verschüttung Pompejis durch Aschenregen eingebetteten Leichen sind in dem verfestigten Materiale genaue Hohldrucke erhalten geblieben, nach denen Gipsmodelle hergestellt werden konnten.

Die Schuttmassen, die sich in Hochgebirgen und Wüstengebieten als Folge der physikalischen Verwitterung am Fuße der Berge anhäufen, können mit bisweilen steil geneigter, aber meist undeutlicher Schichtung zu einer Breccie verfestigt werden. Das Material von Bergstürzen baut ganze Hügel auf. Gelegentlich wird Schutt durch ein toniges Bindemittel oder

durch den Kalkabsatz von Sickerwässern und Quellen verfestigt, wie der Bergsturz in der Schlucht des Tschakyt Tschai im Taurus, der, von Travertin verkittet, eine natürliche Brücke (Jer Köprü, Erdbrücke) über den Fluß bildet, der sich zwischen den Riesenblöcken seinen Weg sucht. Auch Steinströme, die aus meist ungerundeten Trümmern bestehen, zeigen eine undeutliche Schichtung, die oft nur mit 10° geneigt ist. Sie können bis 2 km breite Flächen bedecken und sind meist nicht verfestigt. Alle Schuttmassen sind, wenn sie nicht durch einen festen Zement verbunden sind, leicht zerstörbar. Diluviale Gehängeschuttmassen sind in den Gebirgen vielfach erhalten, wie die Höttinger Breccie bei Innsbruck, die, zwischen zwei Blocklehmmustern gelagert, mit ihrer Flora einer der wichtigsten Beweispunkte für die Theorie von der Mehrzahl der Eiszeiten geworden ist.

Die von den umgebenden Bergabhängen auf einen Gletscher stürzenden Gesteinstrümmer werden ungesondert und ohne weitere Abnutzung auf und in dem Eise talwärts transportiert und an der Gletscherstirne als Endmoräne abgelagert. Gleichzeitig wird das durch Spalten auf die Sohle der Gletscher gelangende Material mit dem von dem Untergrunde abgescheuerten in der Grundmoräne zerrieben, so daß sich unregelmäßige Blöcke von verschiedener Größe, kantengerundet oder ganz abgerundet, mit Schlitzen und Kritzen versehen, in einen grob- oder feinsandigen Lehm und Schlamm eingebacken, ungeschichtet unter der ganzen Eisfläche ausbreiten (Blocklehm). Subglaziale Wasserläufe schwemmen diese Ablagerungen um und führen stellenweise Schichtung herbei: fluvioglaziale Bildungen, die sich auch vor dem Eisrande ausbreiten (Sandr). In Gletscherstauseen können sie in größerer Mächtigkeit zum Absatze gelangen. Ähnlich, nur in unvergleichlich größerem Maßstabe, wirkt das Inlandeis. In der Endmoräne wird das ungesonderte Material in einem Walle mit bis 45° geneigten Böschungen abgelagert, der auch im Innern stark geneigte Schichtung zeigt und meist nur lose verbunden ist (Blockwall). Er erreicht bei Gletschern 100 m, beim Inlandeis ein paar hundert Meter Höhe. Bei jenen bildet die Endmoräne meist einen bogenförmigen Rücken, der ein Tal abschließt, bei diesem Hunderte von Kilometern lange und 40—60 km breite Hügelzüge, die aus parallel aneinander gereihten Wällen bestehen. Zieht sich ein Gletscher zurück, wird seine Grundmoräne bloßgelegt, auf der die Längsmoränen als langgezogene Rücken liegen. Auf der Grundmoräne des Inlandeises erheben sich die viele Meilen langen Schutt- und Sandwälle der Åsar (vgl. S. 319).

Die feine Trübung des Gletscherwassers wird in Tümpeln zu überaus fein geschichteten und bänderartig wechselnd gefärbten Bändern auf abgelagert, die klimatische (z. B. jahreszeitliche) Schwankungen sehr genau erkennen lassen.

Nur die mit tonigem oder kalkigem Schlamme verkitteten Massen der Grundmoränen erlangen größere Festigkeit und können als mächtige Ablagerungen in großen Flächen erhalten bleiben, während die lockeren Schuttmassen rascher der Zerstörung anheimfallen.

In den Tälern der Hochgebirge sind die Ablagerungen der eiszeitlichen Gletscher weit verbreitet und in Nordeuropa und Nordamerika bedecken die diluvialen Inlandeises ungeheure Gebiete mit einer bis mehrere hundert

Meter mächtigen Decke. In den Gebieten der erwähnten jungpaläozoischen Vereisung hat man bis 350 m mächtige Blocklehme (Tillit) über weite Landstriche verbreitet getroffen.

Die Bedingungen, unter denen Sande auf trockenem Wege auf dem Festlande abgelagert werden, sind bei der Tätigkeit des Windes besprochen worden. Ihre Anhäufung wird als Düne bezeichnet und zwar unterscheidet man Inlanddünen (besonders Wüstendünen, Flüßdünen) und Küstendünen, die an den Ufern des Meeres und von Seen gebildet werden. Der Dünensand ist sehr feinkörnig, meist wohl abgerundet, weitaus vorherrschend Quarzsand, bisweilen auch Korallensand oder Kalkoolith, zu denen sich andere Mineralbestandteile gesellen, wie Magnetiteisen, Titaneisen und andere. Im allgemeinen ist er strukturlos, zeigt aber eine schräge Schichtung parallel der Oberfläche der Dünen, da infolge der wechselnden Windstärke eine Seigerung des Kernes stattfindet. Dabei entsteht eine bunte Bänderung infolge verschiedener Oxydationsstufen des färbenden Metallgehaltes, Eisen und Mangan und durch Beimengung von seltenen Metallkörnern. Wüstendünen zeigen meist eine gelbe, vielfach auch eine rote Färbung, die zum Teil von den frischen Feldspäten herrührt. Im Luv sind die Schichten bis 20°, im Lee über 30° gebösch. Wenn Dünen abgetragen werden und neue sich über den Sockel aufbauen, entstehen zwischen parallel geschichteten Lagen solche mit mannigfaltig geneigter Diagonal- oder Transversalschichtung und Kreuzschichtung mit meist rasch auskeilenden Bänken (Fig. 365). Tongallen bilden sich aus eingetrocknetem Schlamme. Solche Bildungen können in Wüstengebieten über Tausende von Quadratkilometern und mehrere hundert Meter mächtig zu standekommen. Ihnen gegenüber treten die Küstendünen, die nur einen schmalen Gürtel längs der Gestade bilden, stark in den Hintergrund. In Dünen können Land- und Süßwasserkonchylien eingelagert werden, in Meeresdünen auch marine Tierreste. Doch ist die Erhaltungsmöglichkeit keine sehr günstige. Durch wandernde Dünen können Gebiete verschiedener Lebensbezirke unvermittelt überdeckt werden, so daß eine Art Transgression von Sandmassen stattfindet. Dünen, die von Nehrungen in ein Haff geweht werden, können einen schroffen Wechsel in der Beschaffenheit des Sedimentes bewirken, indem über echt marinen, oft fossilreichen Schichten einförmige, fossilarme Sande folgen, deren Absatz natürlich unter den Sedimentationsbedingungen stehenden Wassers erfolgt.

Schon durch die Aufwehung erfolgt eine leichte Verfestigung der Schichten, die bei Feuchtigkeit zunimmt. Durch diese kann ein kalkiges oder kieseliges Bindemittel abgesetzt werden, so daß feinkörnige, dünn-, oft auch diagonalgeschichtete Sandsteine mit bunter Bänderung entstehen. Durch einsickernde Wässer kann der Sand örtlich verfestigt werden und es bilden sich kleine, verkehrte Kegel von Sandstein, die durch mehrere Lagen hindurchgehen.

Die große Verbreitung trockener Sandbildungen auf der Erdoberfläche (7% des Gesamtareals) läßt vermuten, daß auch in der Vorzeit der Erde weite Gebiete von ihnen eingenommen worden sind. In allen geologischen Zeitaltern kennt man mächtige rote Konglomerate, Sandsteine und Letten,

die als Wüstenbildungen gedeutet werden. Dazu gehören Sandschliffe auf Geröllen, feldspatreiche, regenerierte Sandsteine (Arkosen) usw. Zu den bedeutendsten Bildungen dieser Art wird der Buntsandstein Deutschlands und der Torridon Sandstone Schottlands gerechnet.

Der feine Staub, den der Wind in ariden Klimagebieten aufwirbelt und wegführt, kann trocken nur dort zum dauernden Absatze gelangen, wo er durch die Vegetationsdecke festgehalten wird, also besonders in Steppen oder an Berghängen im Windschatten. Er bildet dort den Löß, ein poröses, lichtgelbes, ungeschichtetes Gemenge von winzigen Quarzkörnern, Tonflöckchen, Glimmerschüppchen, Kalk- und Brauneisenpartikelchen, das mürbe



Fig. 397 Lößschlucht im niederösterreichischen Waldviertel
(phot. F. X. Schaffer)

verfestigt und von zahllosen feinen Röhrchen durchzogen ist, die von den durch Verwesung verschwundenen Wurzelfasern stammen. Eine Pflanzen- generation über der anderen hat ihn so festgehalten. Seine Zusammensetzung schwankt nach der Natur der Gesteine, aus deren Zersetzung er hervorgegangen ist. Bisweilen ist er mehr tonig, kalkig oder sandig. Er saugt Wasser gierig auf, das den Kalk löst und als mergelige Ausfüllung der Wurzelröhren oder als knollige Gebilde, Konkretionen (Lößpuppen, Lößmännchen) absetzt. Trotzdem der Löß sehr leicht zerreiblich ist, hält er sich in senkrechten und überhängenden Wänden und Kellern, die in ihm angelegt sind, bedürfen keiner Ausmauerung, sie sind gut durchlüftet und trocken. Seine Mächtigkeit ist verschieden, erreicht im niederösterreichischen Waldviertel bis etwa 20 m und er ist durch enge, tiefe Schluchten vielfach aufgeschlossen (Fig. 397). In Europa ist er in spät-diluvialer Zeit besonders in Ebenen und im Hügellande außerhalb der Ver-

eisung durch Ausblasung der Grundmoräne und fluvioglazialer Bildungen abgelagert worden. In den randlichen Teilen von Wüstengebieten geht seine Bildung heute noch fort. In China wird er 200—600 m stark und da dort 2000 Jahre alte Gräber von 2 m mächtigem Löß bedeckt sind, dürfte die Lößbildung auf etwa 200.000 Jahre zurückreichen. In den Prärien, den Pampas, in abflußlosen Becken des amerikanischen Westens und in Ost-europa hat er seine größte Verbreitung. Die altrömische Stadt Aquincum (Alt-Ofen) in Ungarn ist von umgelagertem Löß verdeckt (Fig. 398). Dies



Fig. 398 Amphitheater von Aquincum, aus lößähnlichen Ablagerungen ausgegraben
(phot. L. v. Lóczy).

zeigt, daß seine Bildung also noch bis in die Gegenwart reicht. Man rechnet, daß auf der Erde 4% Lößboden sind. Im Löß findet sich eine Steppenfauna von Konchylien und zahlreichen Säugetieren, darunter Mammut, Rinozeros, Moschusochs, Eisfuchs, Renntier, Wildpferd und Wildesel, viele Nagetiere, wie Lemming, Ziesel, Steppenmurmeltier, Springmäuse u. a.

Löß findet sich bei uns bis zirka 400 m Höhe, höher hinauf illuvialer Lehm. Er weist bisweilen Verlehmungszonen auf, die dadurch entstanden sind, daß zur Zeit seiner Ablagerung vorübergehend größere Feuchtigkeit geherrscht hat, durch die der Lößstaub verfestigt worden ist. Wird Lößstaub in ein Wasserbecken geweht, so bildet sich ein geschichtetes lößähnliches Sediment, sogenannter Seelöß, der natürlich Wasserkonchylien einschließen kann.

Durch Verdunsten der geringen Feuchtigkeit des Bodens entsteht an der Bodenoberfläche trockener Gebiete eine Anreicherung an Salzen, besonders Kochsalz. Der Wind vermag dessen Kriställchen leicht zu transportieren und er lagert sie mit dem feinen Staube in Steppen ab. Es bildet sich ein salzreicher Tonboden (Tonwüste, Sebcha, Takyrd, Salzsteppe, Salzwüste). Bei gelegentlichen Regen wird das Salz gelöst, es entstehen Salzpfannen, die verdampfen und dieses als Salzkruste absetzen. Auch der vom Meere wehende Wind kann die beim Verdunsten des Wasserstaubes in trockenen Gebieten gebildeten Salzkriställchen mitführen und an geeigneten Stellen ablagern.

Auf den plastischen, feuchten Tonböden bleiben die Eindrücke von Regentropfen erhalten (fossile Regentropfen); ähnliche Näpfchen entstehen durch platzende Gasblasen. Trocknungsrisse zerlegen die austrocknenden Schichten in polygonale Tafeln (Fig. 223), Fährten verschiedener Tiere werden in den feinsten Einzelheiten bewahrt, doch sind in den heutigen Tonwästen diese Zeugen organischen Lebens verhältnismäßig selten und sie deuten, besonders wenn sie in größerer Zahl auftreten, auf Strandebenen, wenn wir nicht wandernde Tierherden dafür verantwortlich machen.

Fluviale Sedimentation

In den der Vegetationsdecke entbehrenden Hochgebirgen gelangt das reiche Verwitterungsmaterial als Steinschläge, Steinlawinen, Bergstürze, Bergschlipfe oder mit Wasser vermengt, als Murbriüche zu Tal, Grundlawinen reißen es mit sich fort, jeder Wasserfaden arbeitet im kleinen an der Zerstörung der zu Tage liegenden Gesteine mit. Große Detritusmassen gelangen fortwährend in die Gerinne der Bäche und werden talwärts geführt, das feine Material beständig, die großen Blöcke nur bei Hochfluten, die, wie wir gesehen haben, mit verheerender Kraft alle Widerstände beseitigen. Dabei werden die Blöcke zertrümmert und können so auch bei der allmählich abnehmenden Stoßkraft des Wasserlaufes transportiert werden. Was dem normalen Wasserdrucke widerstehen kann, wird bei dem nächsten Hochwasser weitergeführt.

Wo Hochgebirgsbäche (Wildbäche) aus einem steilen Gefälle in eine ebene Talstrecke gelangen, besonders bei ihrer Einmündung in das Haupttal, häufen sie einen Schuttkegel auf, über den sie bald da, bald dort, oft verzweigt, ihren Lauf nehmen, wenn sie nicht, wie häufig zu beobachten ist, bei geringer Wassermenge ganz in ihm versiegen und erst an seinem Fuße wieder zu Tage treten. Sein Material ist eckig oder kantengerundet, ungesondert nach Größe und Gesteinsbeschaffenheit und hat meist ein großes Porenvolumen. Bisweilen sind kalkige oder tonige Lagen, aus der Trübung des Baches bei ruhigem Laufe abgesetzt, eingeschaltet. Es lässt sich eine undeutliche, talwärts geneigte Schichtung erkennen. Wird ein Schuttkegel quer, etwa von dem Flusse des Haupttales angeschnitten, so erscheinen horizontale Schichtfugen, die leicht über die Natur dieser Ablagerungen täuschen können. Durch meist kalkigen Zement verfestigt, bilden sich aus eckigem Schutt Breccien, aus abgerundeten Blöcken und Gerölle Konglomerate von oft großer Mächtigkeit bei geringer Verbreitung.

Sobald sich die Schleppkraft eines Flusses vermindert hat, herrscht ein Bestreben zu sedimentieren vor. Er läßt die schweren Geschiebe an der Sohle seines Bettes liegen, bildet ein Schotterbett (Alluvium), auf dem er seinen Lauf nimmt. Dieses ist aber nicht stabil, sondern der Fluß rollt und schiebt die Gesteinsbrocken weiter, die dadurch infolge der Reibung aneinander abgerundet (Gerölle) oder abgeflacht werden (Geschiebe). Im Anfange herrscht jene, später diese Form vor. Bei Hochwässern wird infolge der erhöhten Stoßkraft die Masse der Schotter viel heftiger fortbewegt und sie breitet sich über die Talsohle seitwärts aus (Überschwemmungsgebiet). Hier entstehen die breiten Schotterböden mancher Alpentäler, in denen sich der Wasserlauf bei Niederwasser fast oder ganz verliert, während er zur Zeit der Schneeschmelze oder nach Wolkenbrüchen als wilder Strom dahinbraust (Fig. 261). Zahlreiche Alpentäler sind dadurch in Steinwüsten verwandelt und es ist bei den erforderlichen Kosten nicht möglich das oft in einer Gewitternacht verheerte Kulturland wieder dem Flusse abzuringen. Die Schottermassen besitzen ein sehr verschiedenes Korn, es finden sich gelegentlich noch große Blöcke, die meist durch einen seitlichen Torrent hereingeschafft worden sind. Schichtung mangelt, die an den Ecken und Kanten abgerundeten Gesteinstücke liegen wirr durcheinander. In diesem Teile des Flußlaufes kann man aus den Bestandteilen des Schotters noch den Aufbau des Zuflüssegebietes erkennen (Lokalschotter). Im weiteren Verlaufe wird das Schotterbett im allgemeinen breiter und mächtiger und mit dem abnehmenden Gefälle verringert sich die Größe der einzelnen Gerölle. Der Gegensatz von Hoch- und Niederwasser macht sich in einem unregelmäßigen Wechsel gröberen und feineren Materials kenntlich, dessen Lagen bei dem Wandern von Schotter- und Sandbänken seitwärts rasch auskeilen.

An Uferrändern und besonders an angeschnittenen Terrassen sieht man die Struktur der Flußbildungen sehr gut. Ist das Material nicht gesondert, beträgt das Porenvolumen 30—35%. Die Schotter sind nicht oder undeutlich geschichtet, meist sind Lagen feineren Materials, Sandlassen, eingeschaltet, die die Strömungsrichtung erkennen lassen, so daß eine Bankung angedeutet ist. Marinen Schottern und also auch marinen Konglomeraten fehlen solche Einschaltungen. Die Geschiebe liegen orientiert mit der Längsachse in der Stromrichtung und zwar etwas gegen sie geneigt (Fig. 399), so daß man also aus Schottern die einstige Richtung der Strömung erkennen kann. Vielfach trifft man äußerlich durch Eisenoxyd gelblich gefärbte Gerölle, die weiße Abreibungsflecke zeigen und ihre Herkunft aus den höher gelegenen, oft rostrot gefärbten, älteren Terrassenschottern verraten. Sie sind bisweilen mehrmals umgeschwemmt. Zuweilen findet man in Flußschottern Gesteine, die dem Einzugsgebiete fremd sind. Sie deuten dann auf eine Veränderung der hydrographischen Verhältnisse in der Vorzeit, wenn an einen anderen Transport nicht zu denken ist. Aus Schottern kann man ehemalige Wasserläufe erkennen. So zeigen die auf den Hochplateaus der nördlichen Kalkalpen liegenden Augenstein (meist gut abgerollte Kiesel), daß einst Flußläufe von der Zentralzone über diese Hochflächen hingeflossen sind, bevor diese durch das nordalpine Längstal getrennt wurden.

Wie schon früher gezeigt, nimmt die Mächtigkeit des Schotterbettes der Flüsse von den Ufern des Überschwemmungsgebietes gegen den Strom zu. An der Donau bei Wien hat sich ergeben, daß sie am rechten Ufer des natürlichen Gerinnes (vor der Regulierung) am größten ist und gegen das linke Ufer abnimmt. Diese Erscheinung wird mit der Neigung des Stromes nach dem Bärschen Gesetze nach rechts zu drängen in Zusammenhang gebracht. Das Schotterbett eines großen Stromes läßt meist drei verschiedene Ablagerungen übereinander unterscheiden. An der Donau sind sie sehr gut ausgeprägt. Zuunterst liegt der Driftton, ein bis 4 m mächtiger, zarter, dunkelblauer Ton, der bisweilen sandig ist und dessen Natur von der des darunterliegenden Gesteines abhängt, aus dem er wohl unter dem sich langsam bewegenden Schotterbette wie eine Grundmoräne hervorgegangen ist. Bei Wien ist es umgearbeiteter unreiner Ton (Tegel). Darüber liegt der Schotter bis 12 m stark, dessen Geröllstücke sehr verschiedene Größe besitzen. Während der Durchschnitt etwa 70 cm^3 ist, kommen solche von

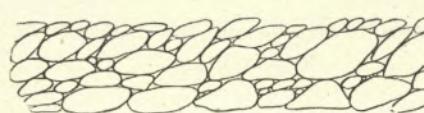


Fig. 399 Lage der Gerölle im Schotterbette eines Flusses

Kopfgröße vor und solche von Haselnussgröße bilden ganze Bänke. Trotzdem die Hauptzuflüsse des Stromes aus den Kalkalpen stammen oder diese queren, ist die Hauptmasse der Gerölle (62%) milchweißer Quarz und nur 12% Kalk und Dolomit. Es zeigt sich, daß das Material größtenteils aus den umgeschwemmten Schottern höherer, alter Terrassen besteht. Je kleiner die Gerölle sind, um so mehr herrscht Quarz vor, da die weicheren Gesteine zerrieben werden.

Über dem Schotter liegt, die Auen und Inseln bildend, der Silt (Auelehm), ein zarter, gelblicher oder lichtbrauner, undeutlich geschichteter, feinsandiger Lehm, der zahlreiche weiße Glimmerschüppchen enthält. Er ist der Niederschlag der Wassertrübung, in feuchtem Zustande schlammartig. Oft nimmt sein Sandgehalt sehr zu und er geht in Sand über. Er besitzt im Stromlaufe die geringste Mächtigkeit, fehlt großenteils ganz und häuft sich nur im Überschwemmungsgebiete an, wo er von den Hochwässern abgelagert wird. Er erreicht hier bis 4 m Stärke und verdrängt den Schotter ganz. Er bildet einen sehr günstigen Boden für die Vegetation.

Im Driftton sind begreiflicherweise die Bedingungen für die Erhaltung von organischen Resten sehr ungünstig. Auch im Schotter werden gelegentlich nur sehr schlechte Reste von Knochen und Geweihen gefunden. Im Silt sind öfter Sumpfschichten eingeschaltet, in denen Muscheln und Schnecken, die heute in den Auen und den toten Armen leben, vorkommen, besonders *Unio*, *Dreissensia*, *Helix*, *Pupa*, *Lymnaca*, *Planorbis*, *Paludina*, *Bythinia*, *Valvata*.

In Tiefländern werden weite Flächen von feinstem Sande und Tone gebildet, die die Ströme bei Überschwemmungen oder in abgedämmten Stromseen (toten Armen) ausbreiten. Die Mächtigkeit dieser Sedimente ist sehr beträchtlich: in der Theißebene sind die Alluvialbildungen über 200 m, in der oberrheinischen Tiefebene über 175 m, am Ganges wohl 480 m stark. Zuweilen vollzieht sich in Senkungsgebieten die Aufschüttung im Maße des Nachsinkens, wodurch die große Mächtigkeit fluviatiler Sedimente erklärt werden kann, ohne einen einstigen tieferen Stand des Meeresspiegels annehmen zu müssen, selbst wenn diese Hunderte von Metern unter das Meeressniveau reichen (Poebene).

An der Einmündung in einen See oder in das Meer bauen Flüsse zuweilen ein Delta auf, das bei beträchtlicher Sedimentführung rasch wächst. Seine Böschung kann an steilem Ufer und bei grobem Materiale infolge des Auftriebes 35° erreichen. Schlammiges Sediment böscht flacher (Maximum 25°). Es zeigt sich grobe Bankung bis feinste Schichtung je nach dem Materiale. Bei oft steiler Böschung nehmen die Schichten gegen unten rasch an Mächt-

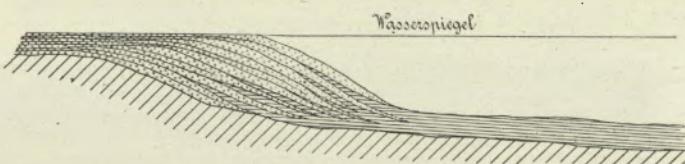


Fig. 400 Längsschnitt durch ein Delta

tigkeit ab und sind mit den Ablagerungen des Seebodens verzahnt (Fig. 400). Vielfach bilden sich Deltaseen und Lagunen, die abweichende Sedimentationsbedingungen und Lebensverhältnisse bieten und brackisch sind, wenn das Meerwasser Zutritt hat. So können marine, brackische und Süßwasserbildungen in Seen und Flüssen oft unmittelbar aneinander treten, ineinander übergehen und bei geringen Veränderungen der Landoberfläche einander überlagern.

Flußbildungen sind psephitisch, psammitisch oder pelitisch. Die größeren Elemente sind abgerollt, die feinsten, schwebend transportierten eckig. Die Schichtung ist größtenteils nur angedeutet und sehr verworren, nur bei feinstem Sediment deutlich und in toten Armen horizontal, das Material durch Schlämmung gesondert. Durch Verfestigung entstehen Konglomerate, Sandsteine und Tongesteine. Organische Reste sind selten, zum Teil auch festländischer Herkunft, ihre Erhaltung überaus ungünstig. Torf und Holzmassen können sich einschalten (Kohlebildung), Kalk, Gips und Salz treten als Absätze austrocknender toter Arme auf. Nur in großen Ebenen werden fluviatile Bildungen in weiten Auftragsflächen und großer Mächtigkeit abgelagert und können als bemerkenswerte Schichtglieder erhalten bleiben.

Lakustre (limnische) Sedimentation

Schalt- und Endseen wirken als Klärbecken. Durch den natürlichen Schlämmprozeß werden die groben Sedimente nahe der Mündung abgelagert, die feineren Sinkstoffe aber weiter hinausgeführt. Daher ist in Binnenseen die Verbreitung des groben Materials, das mehrere hundert Meter Mächtigkeit

besitzen kann (Fig. 401), auf die Nähe des Ufers beschränkt (Delta) und der Boden von Schlamm, der mit Sand vermischt ist, bedeckt. Dieser Schlamm ist in Kalkgebirgen hellgrauer Kalkschlamm, in kristallinischen Gebirgen tonig mit Glimmer und Quarzsand. Er ist fein horizontal geschichtet



Fig. 401 Konglomeratfelsen der Meteora-Klöster, Griechenland
(phot. Baron Stillfried, Wien)



Fig. 402 Durch fluviale Einschwemmungen zugeschütteter See (nach F. Löwl).
Die horizontal geschichteten Bildungen des Sægrundes werden von den Delta-
ablagerungen überdeckt und darüber breiten sich die Flussedimente aus.

und wechselt mit Sandlagen, da, je nach der jahreszeitlichen Wasserführung, die Trübe des Flusses schwankt. Wie Übergußschichten schiebt sich das Schotterdelta darüber, indem sich die Mündung vorbaut, so daß ein Profil durch einen zugeschütteten See wie in Fig. 402 erscheint. Zu oberst liegt dann das Schotterbett. Auf diese Weise können sich mächtige, grobe Schotter und Konglomerate von geringer Verbreitung bilden. In abflußlosen Seen wechseln, wie gezeigt, mechanische und chemische Absätze je nach dem

Zuflusse. Kleinere Seen, wie deren im Oberlaufe der Flüsse so viele auftreten, werden in verhältnismäßig kurzer Zeit ausgefüllt und es entsteht ein weites Schotterfeld, das Neigung zur Sumpfbildung zeigt. In vielen Alpentälern sieht man diesen Vorgang sehr deutlich schon abgeschlossen. In Tirol sind auf diese Weise in dem letzten Jahrhunderte 118 Seen verschwunden.

In vielen Seen findet sich ein reiches Tierleben und Molluskenschalen, besonders *Bythinia*, *Valvata*, *Unio* u. a., werden zu Kalklagen aufgehäuft und zerfallen zu Kalkschlamm. Landschnecken können bei Überschwemmung



Fig. 403 Tufflandschaft bei Sindschere, Kleinasien (phot. E. Zederbauer)

des Talbodens schwabend vortrefflich erhalten in großer Zahl in stehende Gewässer gespült werden. In manchen Seen bedeckt ein breiiger, heller Schlamm, der in trockenem Zustande einen amorphen, mürben oder griessigen, schmutzigweißen Sand bildet, den Boden. Es ist dies die sogenannte *Seekreide* oder der *Alm*. Er ist zum Teil aus dem Zerfalle von Konchyliengehäusen hervorgegangen, teilweise aber anorganisch durch Verdunstung niedergeschlagen. Auch einzellige Algen scheinen an seiner Zusammensetzung beteiligt zu sein.

In kalkarmen Gewässern wachsen an den Ufern Wassermoose, eine dichte, schwimmende und Wiesen gleichende Decke bildend. Die Moospolster sinken zu Boden und geben Anlaß zur Torfbildung. In kalkhaltigen Wässern wuchern Gräser und schwimmende Wasserpflanzen, die den See vom Ufer aus versumpfen. Unter diesen sind die Algen *Chara* und *Nitella* hervorzuheben, die viel kohlensauren Kalk abscheiden. Es entstehen also auf verschiedene Weise Süßwasserkalke. Vulkanische Asche häuft sich

in stehendem Wasser zu oft mächtigen, geschichteten Tuffen an, die, zum Teil aus zusammengeballten Aschenkügelchen bestehend, pisolithische (erbsensteinähnliche) Struktur zeigen (Fig. 403).

Treibholz, das von den Wasserläufen herbeigeführt wird, bildet in manchen Seebecken (Kanada) mächtige Lager, die in Lignit übergehen und mit Sand und Ton wechseln. Auf diese Weise ist die Möglichkeit zur

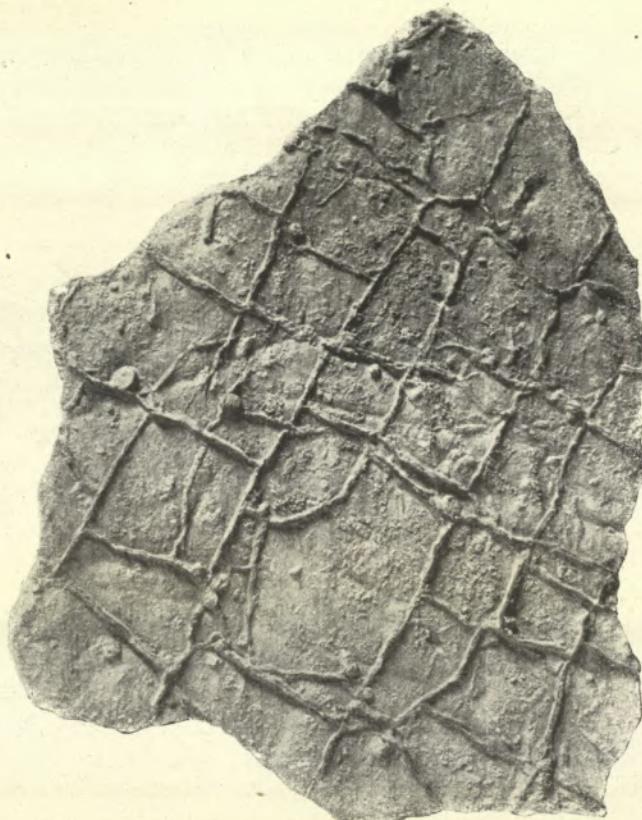


Fig. 404 Sandsteinplatte mit Netzleisten

Anhäufung allochthoner Flöze gegeben. Eingeschwemmte Kadaver höherer Tiere und Pflanzenreste werden oft in vorzüglicher Weise erhalten und Seebildung haben hauptsächlich die reichen Landfaunen und -flore der Vorzeit überliefert. In Seen und im Meere kann ein rascher Wechsel im Salzgehalte oder in der Temperatur sowie der Zufluß von Metallösungen, Gasexhalationen u. dgl. ein Massensterben von Fischen und anderen Tieren herbeiführen, wodurch eine Anhäufung organischer Substanz entstehen kann.

In großen Seen stellen sich in mancher Hinsicht Sedimentationsverhältnisse ein, wie sie das Meer zeigt. Brackische oder Salzwasserseen beherbergen eine an die abweichenden Existenzbedingungen angepaßte Fauna, die mit zunehmendem Salzgehalte immer mehr verarmt, bis endlich kein Leben

mehr in der Salzsole gedeiht und nur chemische Absätze und Sedimentschichten wechseln. Bei Reliktseen ist es daher oft schwer, die Grenze zwischen marin en und lakustren Ablagerungsbedingungen zu ziehen.

Bei Schwankungen des Wasserstandes können die faziellen Bedingungen rasch wechseln. Bei einer Ausbreitung des Sees transgredieren Bildungen der Brandung oft über eine weite Fläche der Umgebung und bei einem Einschrumpfen der Wasserfläche erfolgt dies über Bildungen des Seebodens. Dabei werden ausgedehnte Flächen trockengelegt, der Boden zerreißt in polygonale Tafeln und darüber schreitende Tiere drücken ihre Fährten ein, die bei einer Verfestigung des Sediments und geschützt durch darüber

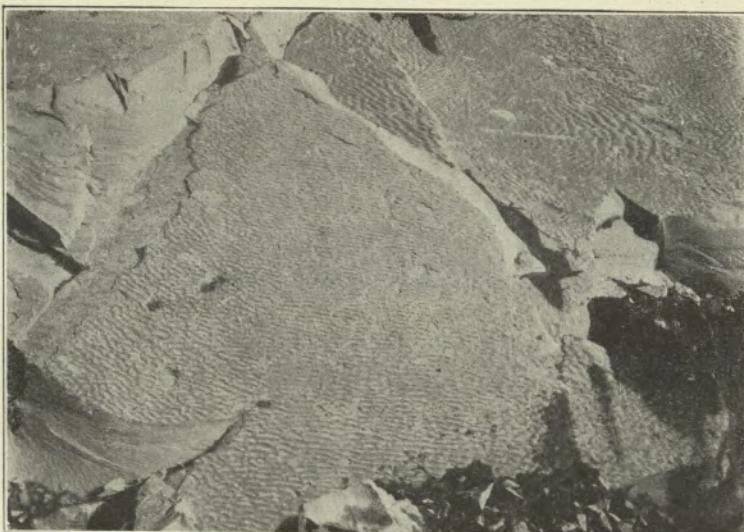


Fig. 405 Rippelmarken auf miocänen Sandsteine von Luzern
(phot. Prof. Bachmann, Luzern)

abgelagerte Schichten mit den TrocknungsrisSEN und Rippelmarken erhalten bleiben können. Auf der Unterseite der Hangendschichten sieht man dann den Gegendruck dieser Skulpturen, so daß man auch in gestörten Schichten Ober- und Unterseite von Bänken erkennen kann. Der Abdruck von TrocknungsrisSEN stellt sich als Leisten dar, die sich mannigfach kreuzen (Netzleisten) (Fig. 223, 404, 405, 437—439).

Marine Sedimentation

Die festländischen Ablagerungsgebiete können sich, was weite Verbreitung, Gleichförmigkeit und große Mächtigkeit der Sedimente betrifft sowie in Hinsicht auf die scharfe Charakterisierung der faziellen Ausbildung nicht mit dem Meere messen, dessen Schoß ja alle chemischen und mechanischen Abtragungsprodukte zustreben. Nur die abflußlosen Gebiete können in der Ausdehnung ihnen an die Seite treten. Im Meere vereint sich kosmisches,

vulkanisches und klastisches Material, durch alle möglichen Transportmittel zusammengetragen, sowie chemische und organogene Absätze. Die Meeresbecken werden nach den bathymetrischen (Tiefen-)Verhältnissen in verschiedene Ablagerungsbezirke eingeteilt, deren Abgrenzung verschieden aufgefaßt wird. Ein küstennahes (Litoral-Gebiet mit seichtem Wasser zieht sich, entsprechend dem Schelfgürtel, bis etwa zur 200 m-Linie sich senkend, ein paar hundert Kilometer breit um die Festländer und Inseln und umfaßt die Mittel- und Randmeere. Es ist das Gebiet der kontinentalen oder terrigenen, vom Festlande stammenden Sedimente (Psephite, Psammite und Pelite), die durch Flüsse, Strömungen und Wind herbeigeführt worden sind, infolge des Salzgehaltes rasch zu Boden sinken und eine Schlämmung durchmachen, nach der das gröbere Material näher dem Ufer, das feinere in größerer Entfernung davon abgelagert wird, wobei die feinsten, besonders tonigen Teilchen noch schweben bleiben. Die Zusammensetzung der in einem Litoralgebiete abgelagerten terrigenen Sedimente ist von der Natur des benachbarten Festlandes abhängig, das Zersetzungprodukte von alten Massengesteinen, Kalkschlamm, vulkanische Auswürflinge usw. liefern kann. In diesem Gebiete herrscht rasche Sedimentation und bei rascher Zunahme der Wassertiefe oder andauernder Senkung des Beckens große Mächtigkeit der Sedimente (Fig. 401), deren Beschaffenheit nach Ort und Zeit rasch wechselt und die verworrene, zum Teil steil geneigte Diagonalschichtung und bis in 150 m Tiefe Wellenfurchen aufweisen. Man kann zwei verschiedene Zonen unterscheiden, die des Strandes, der Schorre, mit dem Wechselspiele der Gezeiten und das neritische (Schelf-)Gebiet. Je nach der Beschaffenheit des Strandes unterscheidet man Sand-, Schlamm- oder Felsküste, die verschiedene Sedimentation und verschiedene Bedingungen für das organische Leben aufweisen. Der zur Ebbezeit trockene Sandstrand zeigt Wellenfurchen, Fährten, Trockenrisse, Seegras wuchert in Rasen, Tange häufen sich an und organische Reste, besonders Muscheln, werden in großer Menge angeschwemmt und zu Grus (Falun) zerrieben. Grabende Konchylien und Würmer, Krabben und Seeigel leben hier (Lidotypus). An Flachküsten geht die Neulandbildung rasch vor sich, wobei in den tropischen Meeren die Vegetation, besonders der Mangrovewälder, mitwirkt. Hier bauen sich auch die Deltas vor. Da das spezifisch leichtere Flüßwasser auf dem Meerwasser schwimmt, kann seine Trübe weit hinausgetragen werden. Durch Süßwasserzufluß kann das Wasser örtlich brackisch werden und eine große Veränderung der Fauna hervorrufen. Ähnliche Bedingungen bietet der Schlammstrand. An Felsküsten findet sich Blockstrand und Meereshalden von Geröllen, hier wachsen Algen, darunter die Kalkalgen; Korallen, Austern und Balanen sind festgewachsen, große, dickschalige Konchylien setzen der Brandung Widerstand entgegen, Patellen und andere Formen haften fest am Felsen, bohrende Mollusken, Seeigel und Spongien haben sich Löcher in das Gestein gebohrt. Die im Litoralgebiete lebende Fauna ist die reichste Vergesellschaftung benthonischer, nektonischer und planktonischer Formen, die zum Teil der wechselnden Temperatur und dem wechselnden Salzgehalte angepaßt (eurytherm und euryhalin) ist. Bewegtes Wasser und das eindringende

Licht üben einen Einfluß auf die Lebensbedingungen aus. Hier bilden sich die großen organogenen Kalkmassen von Algen, Korallen und Konchylien, deren Standort hier gelegen ist, aber auch Anhäufungen planktonischer Organismen, die in den größten Meerestiefen in gleicher Weise erfolgen.

Die bathyale oder hemipelagische Zone erstreckt sich zwischen — 200 m und — 1000 m und bildet den Übergang zur abyssalen Tiefe. Sie zeigt konstante Temperatur, durch Strömungen leicht bewegtes Wasser, schwaches Licht oder keines mehr und dann wegen verhinderter Assimilation auch keine Pflanzen. Hier leben schlammfressende Tiere, Fische, lang-schwänzige Dekapoden und Cephalopoden. Hier wird feinstes terrigenes Sediment abgelagert, das als Schlick bezeichnet wird und bis 4000 m hinabreicht. Der Blauschlick ist durch Schwefeleisen blau gefärbt, die Farbe des roten Schlickes der tropischen Küsten führt von Laterit her. In diesen Tiefen tritt der Glaukonitsand auf, von dunkelgrünen, unregelmäßigen Körnern (bis 1 mm = 2 r) dieses Kalieisenoxydsilikats gebildet, das sich unter Mitwirkung organischer Substanzen konkretionär oder auch bisweilen als Abguß von Foraminiferenschälchen absetzt. Damit kommen Pyrit- und Phosphoritknollen vor. Die Phosphate bilden sich um organische Reste und der Phosphorgehalt stammt wohl von verwesten Wirbeltieren. In der Nähe von Kalkküsten und Koralleninseln findet sich ein weißer Kalkschlick, der bis 90% Kalk enthält und aus der Zerstörung organischer Hartteile stammt oder bakteriell ausgeschieden ist.

Der Bereich der abyssischen (pelagischen) oder Tiefseebildungen sind die küstenfernen Teile der Ozeane, wohin nur wenig terrigenes Material durch Winde, Strömungen, Drift oder im Mageninhalt nektonischer Tiere gebracht wird und vulkanogene Bildungen und planktonische Kalkabsätze vorherrschen. Es ist die aphotische, lichtlose Region mit einer Temperatur nahe 0°, die nur in Mittelmeeren höher ist, ohne Pflanzenleben, mit zum Teil blinder oder mit Leuchtapparaten versehener Fauna von kosmopolitischer Verbreitung. Wiederholt hat man aus großen Tiefen Landpflanzen gedrechselt, die durch Strömungen verschleppt worden sind. Durch Eisdrift kann auch grobes terrigenes Material dahin gelangen.

Die Tiefe der Ozeane zwischen 4000 und 5000 m wird hauptsächlich von einem klebrigen, gelblichen oder grauen, getrocknet kreideweissen Kalkschlamme eingenommen, der zu zwei Dritteln aus Planktonschälchen besteht, die nach dem Absterben der Tiere zur Tiefe sinken. Es sind hauptsächlich planktonische Foraminiferen, vorherrschend Globigerinen, dann Kokkolithen und Rhabdolithen, die den Globigerinenschlamm (bis 90% Kalk) bilden, der in 1 cm³ über 200.000 Schälchen enthält. Er ist in warmen Zonen und längs warmer Strömungen verbreitet und kommt auch auf der Kontinentalstufe vor. Die wie ein Regen zu Boden sinkenden Schälchen werden in der Tiefe unter 1000 m vom Wasser korrodiert. Globigerinenschlamm findet sich besonders im Atlantischen Ozean, aber auch im Indischen und Pazifischen verbreitet. In einigen kälteren Meeresbecken herrschen die zarten Kalkgehäuse der Pteropoden vor (Pteropoden-schlamm). In anderen, besonders kälteren, bedeckt ein Kieselschlamm den Boden, der aus den winzigen Gerüsten einzelliger Kieselalgen, Diatomeen,

Radiolarien und Spongiennadeln gebildet wird (Diatomeenschlamm mit bis 90% Kieselsäure). Er reicht in die größten Meerestiefen, während der Kalkschlamm in etwa 5000 m verschwindet, da die Kalkschalen infolge des größeren Druckes aufgelöst werden.

Die größten ozeanischen Tiefen, meist (besonders im Pazifik) unter 5000 m, nur in der Antarktis schon in 2000—3000 m, werden von dem sogenannten roten Tiefseetone eingenommen, der zäh, ziegelrot bis rotbraun und aus der Zersetzung vulkanischer Aschen und Bimssteine hervorgegangen ist. Früher hat man ihn auch als Lösungsrückstand von Kalkschalen, besonders der Globigerinen angesehen. Er enthält äolisches Material, das als Passatstaub über das Meer getragen wird und als kosmische Beimengungen Bronzitochondriten — Körner von $\frac{1}{2}$ mm Größe — und Magnet-eisenkügelchen. In ihm findet man konkretionäre Manganknollen und Kieselgerüste von Radiolarien — wenn diese 20% der Masse ausmachen, wird er Radiolarienschlamm genannt —, Haifischzähne, deren Dentin aufgelöst ist und die Ohrknochen von Walen (Cetolithen). Alles andere, was von der Oberfläche zu Boden sinkt, scheint aufgelöst zu werden. Die Sedimentation geht in den küstenfernen Tiefen sehr langsam vor sich. So hat man tertiäre Haifischzähne in oberflächlichen Grundproben gefunden und die Anreicherung kosmischen Staubes ist nur dadurch zu erklären. Auch in den größten ozeanischen Tiefen hat man Schichtung der Sedimente nachgewiesen, die sich als Wechsel von kalkreichem und kalkärmerem Materiale und verschiedene Färbung ausprägt. Die Grundproben, die bis 80 cm lang gewonnen werden, zeigen an der Oberfläche stets größeren Kalkgehalt. Auch in küstenfernen, großen Tiefen hat man — z. B. im stidatlantischen Ozean in 7230 m — Sand getroffen, der wohl von einer submarinen Erhebung stammt. Die ungeheure Verbreitung der Tiefseesedimente zeigt, wie wenig veränderlich dort die Sedimentationsbedingungen sind. Von den 350,000,000 km² Meeresboden sind etwa 80,000,000 von kontinentalen Sedimenten bedeckt, 130,000,000 gehören organogenen Sedimenten (weit-aus vorherrschend Globigerinenschlick) an und 140,000,000 dem roten Tiefseetone.

Entsprechend einförmig sind auch die Existenzbedingungen für die Lebewelt, die von der Bewegungslosigkeit des Wassers, großem Drucke (bis 1000 Atmosphären), Lichtlosigkeit und der Temperatur gegen 0° abhängen. Es ist eine alttümliche, an das mesozoische Zeitalter der Erde erinnernde Tiergesellschaft, die hier lebt, von eigentümlichen Fischen und Krebsen, kleinen, dünnenschaligen Muscheln, kleinen Brachiopoden, Seeigeln, Seesternen und Seelilien, von Einzelkorallen, Kieselschwämmen und Foraminiferen, besonders Globigerinen und Radiolarien, deren Kenntnis uns die großen Tiefsee-Expeditionen der letzten Zeit vermittelt haben.

An Stellen des Meeresbodens, wohin kein Sauerstoff durch die Strömungen geführt wird, ist die rasche Verwesung gehemmt und es häufen sich die Tierreste auf. Die Sulfate werden reduziert, es bildet sich Schwefelwasserstoff, wie in Lagunen und im abgeschlossenen Schwarzen Meere. Dort findet sich kein Tierleben auf dem Boden und so hoch hinauf, wie die Zufuhr frischen Wassers fehlt. Schwefel scheidet sich ab und der Eisengehalt

der Tierkörper gibt Anlaß zur Bildung von Schwefeleisen, das Blaufärbung bewirkt und sich in Knollen (Konkretionen) anreichert. Auch das Eisenoxydhydrat, das, von den Flüssen eingeschwemmt, die Rotfärbung des Schlammes verursacht, verwandelt sich in Schwefeleisen.

Die Fazies

Unter Fazies eines Sediments versteht man seine petrographischen und faunistischen Eigentümlichkeiten, die von den Ablagerungsbedingungen und den Lebensverhältnissen der Organismen abhängen, die in ihnen eingebettet werden. Sedimente, die gleiche Fazies besitzen, werden isopisch genannt, die mit verschiedener Fazies heteropisch. Bildungen verschiedenen Ablagerungsortes heißen heterotopisch. Danach unterscheidet man eine ganze Reihe von Faziesausbildungen, wie die vulkanische (Tuffe), äolische (Dünen, Löß), die Wüstenfazies, die glaziale, eluviale (Laterit), alluviale oder fluviale, die Deltafazies, die lakustre oder limnische der Seen, eine Süßwasser-, brackische und marine Fazies, eine Strandfazies, die litorale, neritische, bathyale, abyssische und pelagische Fazies, die des Schlammes, des Sandes und der Felsküste, die Riffazies (Korallen, Bryozoen, Kalkalgen), dann verschiedene Typen nach der dort herrschenden Fauna, wie die der Pleurotomenton, der Cerithiensande, des Globigerinen-, Radiolarien- und Pteropodenschlammes, eine Schwammfazies usw.

Die in den wechselnden physikalischen Verhältnissen der Oberfläche ausgesetzten Meeresteilen abgelagerten Sedimente zeigen große Veränderlichkeit in ihrer Zusammensetzung und in der Fauna, die in ihnen eingebettet ist, d. h. einen raschen Fazieswechsel in horizontaler Richtung bei gleichzeitig gebildeten Ablagerungen, in vertikaler Richtung (in überlagerten Schichten) bei eingetretener Veränderung der Lebens- und Absatzbedingungen. Während so z. B. Schlamme und Sande seitlich ineinander übergehen, können sie auch übereinander auftreten. Bei fortgeschrittener Abtragung oder Erlahmen der gebirgsbildenden Bewegungen folgen über größerem Materiale (Konglomeraten) Sande, Mergel, Tone, dann brackische und endlich fluviale Bildungen, die die Verlandung anzeigen. Bei Wiederbelebung der Gebirgsbildung und der Erosion stellen sich wieder Konglomerate ein. Der Übergang einer Gesteinsfazies in eine andere kann allmählich sein, indem z. B. Ton kalkreicher wird, bis reiner Kalkstein entsteht oder jäh oder es kann Verzahnung, ein zungenförmiger Verband eintreten (Fig. 394, 395, 400), wie z. B. bei Riff- oder Litoralbildungen mit den Ablagerungen größerer Wassertiefe. Wenn sich die Ablagerungsbedingungen eines Ortes ändern, tritt ein Fazieswechsel ein. So folgt bei der Ausfüllung eines Meeresbeckens eine Seichtwasserfazies über einer größerer Tiefe, Meeresbildungen greifen über terrestre Ablagerungen, die der Wüste über drainiertes Land oder über lakustre Schichten usw., kurz es ist ein ewiges Wandern der Fazies auf der Erdoberfläche zu erkennen, das in der Vorzeit in größtem Maßstabe vor sich gegangen ist. Jede Schichtfuge stellt, streng genommen, einen Fazieswechsel dar und es ist von größter Bedeutung für die Erkenntnis der Veränderungen, die die Erdoberfläche mitgemacht hat, diese Trennungsflächen zu deuten.

Die Mächtigkeit von Ablagerungen ist nach der Art ihrer Entstehung überaus wechselnd und die in gleicher Zeit gebildeten Schichten sind selbst bei gleicher Ausbildung ungleich stark. Hier werden nur ein paar Millimeter feiner Schlamm abgesetzt, während dort Hunderte von Metern grobe Schotter in derselben Zeit angehäuft werden. Die Mächtigkeit des Silurs in Gotland beträgt 208, im schwedischen Seendistrikte 15.000 Fuß, des Kambriums in England bis 12.000 und in Skandinavien 290 Fuß. Massige Korallenstücke wachsen nur Bruchteile eines Millimeters oder wenige Millimeter im Jahre und durch einen Aschenregen kann in wenigen Stunden

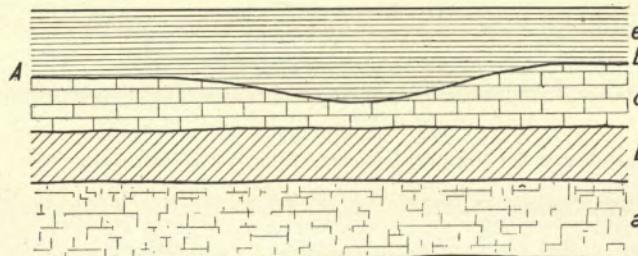


Fig. 406 Erosionsdiskordanz; nach Ablagerung der Schichten $a-d$ (vgl. Fig. 161) erfolgte Erosion und Ablagerung von e auf der Abtragungsfläche $A-B$.

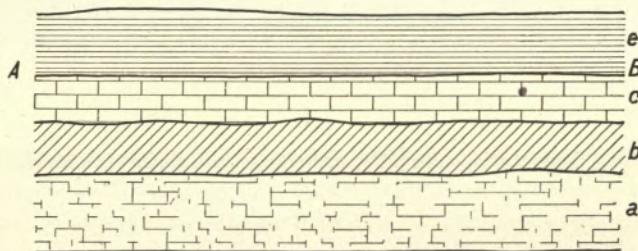


Fig. 407 Maskierte Diskordanz; die Abtragungsfläche $A-B$ entspricht einer Schichtfläche und wird Auflagerungsfläche.

ein ausgedehnter Landstrich viele Meter hoch überdeckt werden. Es ist daher gewagt Ablagerungen als vergleichende Zeitmesser zu verwenden und um so mehr sie als absoluten Maßstab für die Berechnung der Dauer ihrer Bildung nach Jahren zu verwenden, da wir, wie bei dem Schichtwechsel in Salzmassen erwähnt wurde, die Länge der einzelnen Perioden nicht kennen. Nur ein Versuch hat ein ziemlich verlässliches Ergebnis geliefert, bei dem die feingeschichteten glazialen Bändertone Schwedens, deren einzelne Lagen einer warmen Jahreszeit entsprechen dürften, dazu geführt haben, das Abschmelzen des Binneneises in dieser Gegend auf etwa 12.000 Jahre zu veranschlagen. Diese Berechnung fußt aber auf Ablagerungen, die in der jüngsten geologischen Vorzeit gebildet worden sind und es ist begreiflich, daß sich alle Maßstäbe verwischen müssen, je weiter wir in der Erdgeschichte zurückgreifen.

Verschieden wie die zeitliche Verbreitung von Ablagerungen ist auch ihre räumliche und der ungeheuren Ausdehnung der Sedimente ozeanischer Tiefen stehen die aus ihnen kegelförmig aufragenden Kalkriffe gegenüber und die Bildungen der Schorre, die rasch auskeilend zungenförmig in die benachbarten Sedimente eingreifen. Unter stehender Wasserbedeckung erfolgt die Ablagerung im allgemeinen konkordant und lückenlos, während auf dem Festlande und in Flußläufen infolge leichterer Abtragung Lückenhaftigkeit und Diskordanz vorherrschend sind. Durch Wellen, Strömungen, Auflösung und Rutschungen kann auch unter Bedeckung mit stehendem Wasser (*sub aquatisch*, beziehungsweise *sub marin*) abgetragen werden und eine Unterbrechung der Schichtfolge stattfinden und es können Schichtstörungen entstehen. Diese erfolgen nicht nur im engeren Litoralgebiete und auf Riffhalden, auch in größerer Entfernung vom Ufer und in großem Maßstabe treten sie an den Rändern der Kontinentsockel und an den Tiefseegräben auf, da der Abfall zu den großen Tiefen bisweilen 5—20° beträgt. Es scheint durch die fortwährende Aufhäufung von Sedimenten das Maximum des Böschungswinkels überschritten zu werden und bei der dickflüssigen oder zum Teil schon verfestigten Beschaffenheit der Ablagerungen ein Abgleiten großer Partien über tieferliegende zu erfolgen, das im kleinen zu Erscheinungen führen kann, wie wir sie in stark gestörten Gebirgen in Überschiebungen und Überfaltungen kennen gelernt haben. Es kann eine Unterbrechung der Sedimentation und Abtragung erfolgen, ohne daß Schichten gestört werden und die auf dem neuen Relief abgelagerten Sedimente können zu den älteren parallele Schichtflächen zeigen und scheinbar konkordant liegen, wobei nur die Trennungsfläche übergreifende Lagerung anzeigt (Erosionsdiskordanz, Fig. 406). Erfolgt die Abtragung aber derart, daß die von ihr geschaffene Fläche einer Schichtfläche entspricht, so entsteht maskierte Diskordanz, die nur an der Lücke in der Schichtfolge zu erkennen ist (Fig. 407). Sedimentgesteine können auch in Spalten oder unregelmäßigen Höhlungen als Ausfüllungen auftreten, wie Lehm oder Terra rossa in Kalkgebirgen oder Sande in Erdbebenspalten (Fig. 207), so daß sie, wenn auch untergeordnet, gangförmig vorkommen.

Diagenese

Ablagerungen werden fast durchweg durch innere und äußere Kräfte in ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften verändert, meist verfestigt, wodurch sie erst zu Absatzgesteinen werden. Nicht verfestigte Ablagerungen werden als nicht fossilisiert bezeichnet. Verfestigte Sedimente bilden Sediment- oder Trümmergesteine. Diese Veränderungen erfolgen in sehr mannigfacher Art durch innere Kräfte, also unter Ausschluß äußerer, wie vulkanische Temperatur und Gebirgsdruck und werden als Diagenese bezeichnet. Und zwar findet eine Abgabe oder Aufnahme von Stoffen, besonders Auslaugung und Verfestigung oder chemische Umwandlung schon während oder nach der Ablagerung statt. Schon durch Abgabe der Gebirgsfeuchtigkeit tritt Erhärtung ein, wie man an manchen Bausteinchen sieht, die in frischem Zustande leicht zu bearbeiten

sind und beim Austrocknen durch die Ausscheidung der im Wasser gelösten Substanzen (Kalk) verfestigt werden. Der einfachste Zement für loses Material ist Schlamm, der durch Austrocknen erhärtet. Die gelösten Stoffe, die von außen herbeigeführt werden oder von der teilweisen Auflösung des Sediments stammen, verkitten, unter Mitwirkung organischer Verwesungsprodukte ausgeschieden, die losen Bestandteile. Am häufigsten ersetzt der schwerer lös-



Fig. 408
Eisenhaken, durch dessen Oxydation ein eisenhaltiges Bindemittel geliefert wurde, das die Gerölle eines Schotters verkittet.

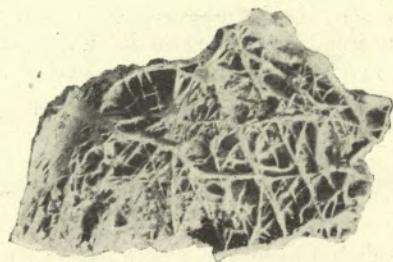


Fig. 409 Zellendolomit



Fig. 410 Hohles Gerölle

liche Kalzit den Aragonit. Dabei entstehen Pseudomorphosen nach Skeletteilen oder Schalen und Ausfüllungen mit Kalkspat, aber auch mit wasserhaltiger Kieselsäure, Chalcedon (Verkieselung), Pyrit, Hämatit (Vererzung) und anderen Mineralien (siehe Fossilisation!). Korallen, Kalkalgen und Muschelsande (Faluns) verlieren die organische Struktur und werden kristallin.

Kalkiger Detritus wird unter Einfluß der verwesenden organischen Substanzen in erwärmtem Wasser durch Fällung von Kalk oder durch den Kalkabsatz von Röhrenwürmern, Kalkalgen u. a. verkittet. So entstehen die Riffkalke und andere große Kalkmassen, die ihre organische Herkunft oft verleugnen. Geschichteter Kalkschlamm liefert Plattenkalke. Die Oberfläche

mariner Sedimente ist oft schon zu einer Kruste verhärtet. Gerölle der verschiedensten Art, gekritzte Scheuersteine der Grundmoränen, glatte Kantengeschiebe der Wüste, Fluß- und Strandschotter werden zu Konglomeraten, Nagelfluh, eckiger Schutt zu Breccien verbunden, Sande bilden Sandsteine. Wo fließendes Wasser Kalk enthält, werden Sedimente schon vom Grundwasser verkittet. Quarz- oder Kalksand-

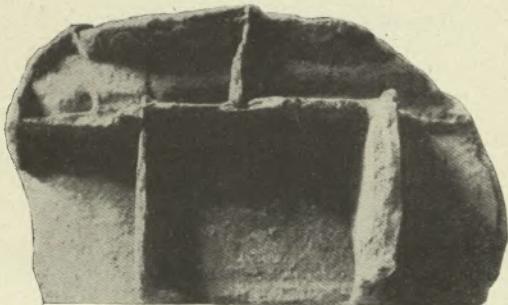


Fig. 411

Spaltenfüllungen von Quarz, durch Verwitterung herausgearbeitet.

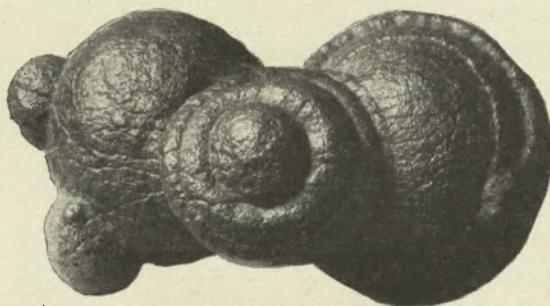


Fig. 413

Brauneisensteinkonkretion



Fig. 412

Sandsteinkonkretion

steine werden je nach dem Bindemittel gebildet, das zuweilen eisen-schüssig ist, geschichteter Ton (Schlamm) wird zu Schieferton verfestigt und durch Bitumen oder kohlige Substanz schwarz gefärbt. Wenn ihm kohlensaurer Kalk beigemengt ist, wodurch eine Zunahme der Festigkeit erfolgt, spricht man von Mergel oder Kalkmergel. Block- und Geschiebelehme werden zu Tillit verfestigt. Aus der Zersetzung von Granit, Porphyrr u. a. hervorgegangene Sande, bei denen keine Sonderung des Materials erfolgt ist, bilden verkittet Arkosensandstein. Grauwacke heißen verfestigte Massen von Tonschiefer- und Sandsteingrus. Quarz-sand kann durch kalkigen Zement derart verfestigt werden, daß der rhomboëdrisch auskristallisierte Kalzit die feinen Sandkörner aufnimmt und

einschließt, kristallisierter Sandstein. Eisen oder Eisenverbindungen oxydieren (rosten) in wasser durchlässigem Sedimenten und es bildet sich kohlensaures Eisenoxydul, Eisenhydroxyd und -oxydul oxyd, wodurch eine Rot-, Braun- bis Schwarzfärbung und eine Verkittung der losen Gemengteile erfolgt. Dies zeigt sich an allen Eisengeräten, die längere Zeit in der Erde gelegen haben (Fig. 408). Die Verfestigung von Sedimenten ist regional, besonders an das Vorhandensein von Kalk in größeren Mengen gebunden. Dies ist z. B. der Fall in Süddeutschland, während in den nördlichen Gegenden lockere Gesteine vorherrschen.

Chemische Umwandlungen der Zellulose zu Kohle und anderer organischer Reste zu flüssigem und festem Kohlenwasserstoffe, wie Zersetzung organischer Körper, wobei sich Schwefel, Phosphate, Glaukonit, Pyrit, Sumpferz, Kupfererze usw. bilden, gehören auch zur Diagenese. Sapropele reiche Kalke werden zu bituminösen (Stink-) Kalken. Durch Wasser- aufnahme verwandelt sich Anhydrit in Gips, wobei infolge der Volumsvermehrung um 60% Faltungen eintreten (Gekrösestein, Fig. 232).

Leicht lösliche Bestandteile werden aufgelöst und fortgeführt. Die Umwandlungen, die in Salzlagern durch Umkristallisieren usw. vor sich gehen, werden auch zur Diagenese gerechnet (S. 356). Kalkschalen werden bei Lebzeiten des Tieres in jedem Wasser, besonders aber im Süßwasser angegriffen (korrodiert, Korrosion) und der Aragonit rascher als der Kalkspat gelöst. (Siehe Fossilisation!) In größerer Meerestiefe geschieht dies auch mit kieseligen Resten und vulkanische Auswürflinge werden zersetzt und der rote Tiefseeton bleibt übrig.

Löß wird entkalkt und in Lehm umgewandelt, während sich der ausgelaugte Kalk an anderen Stellen als Lößmännchen anreichert. In dolomitischem Kalke wird der kohlensaure Kalk gelöst und es bleibt der lückige Zellendolomit, Rauchwacke (Fig. 409), übrig. Gerölle von Dolomit, die durch einen kalkigen Zement verbunden sind, werden von den Sprüngen aus, die sie durchsetzen, aufgelöst, so daß hohle Gerölle entstehen, in denen oft Staub von Magnesiumkarbonat anzeigt, daß das Kalziumkarbonat rascher aufgelöst worden ist (Fig. 410). Quarz als Ausfüllung von Sprüngen im Gesteine bleibt erhalten, wenn dieses oft schon ganz verschwunden ist (Fig. 411). Eine in Sedimenten sehr häufige Erscheinung ist die Konkretionsbildung, bei der sich lösliche Substanzen an einzelnen Stellen anreichern und in meist kugeligen oder unregelmäßig knolligen Körpern ausscheiden. Diese Fällung der Stoffe geht von einem Zentrum aus, das oft unorganisch, zuweilen aber ein organischer Körper ist, wobei die Verwesung mitspielt. In Tonen werden kalkige Konkretionen oder solche von Baryt, phosphorsaurem Kalk, Pyrit, Eisenkarbonat, Cölestin, Feuerstein (Flint) u. a. ausgeschieden (Fig. 412, 413). Es bilden sich Überzüge über feste Körper oder Ausfüllungen organischer Reste, besonders Kalkschalen. Zuweilen wird durch Diffusion das Innere einer Kalkschale oder eines Knochens mit Kristallen ausgekleidet (Fig. 453) oder es bilden sich Geoden (Hohldrusen). Als Septarien (Fig. 414) bezeichnet man Konkretionen, die von meist radial angeordneten Trocknungssprüngen durchsetzt sind, die oft von Mineralen ausgefüllt werden. Lose Stücke im Innern rufen ein

klapperndes Geräusch hervor (Klappersteine, Fig. 415). In Kalksteinen und Mergeln (Nagelkalke, Dutemergel) treten Styrolithen auf (Fig. 416), das sind langgestreckte Säulen und Zapfen, gerade oder gebogen, meist bis 10 cm lang, die in die darunter liegende Schicht eindringen. Oft erscheinen im Querschnitte die obere und die untere Gesteinsschicht an der

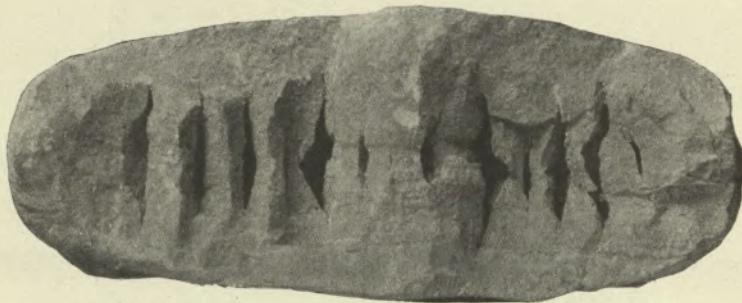


Fig. 414 Septarie aus Kalkmergel

Fuge wie verzahnt. Nach einer Meinung handelt es sich um Teile einer festeren Schicht, die in eine weichere darunter liegende gepreßt wurden oder die Zapfen sind durch infolge einseitigen Druckes orientierte Auflösung in die benachbarte Schicht eingedrungen. In trockenem Sande bilden sich



Fig. 415 Klapperstein, hohle Brauneisenkonkretion mitlosem Kerne

durch einsickernde Wässer umgekehrt kegelförmige oder auch kugelige Gebilde, zum Teil mit wulstigen Ringen, die die Schichtung oft noch deutlich zeigen und durch Kalk, Ton oder eisenschüssiges Bindemittel verfestigt erhalten bleiben. Die Kieselsäure der Spongien, Radiolarien und Diatomeen ist in kohlensäurehaltigem Wasser löslich, es werden organische Reste verkieselt oder von Flintknollen eingeschlossen. Über die chemischen Vorgänge der Konkretionsbildung wissen wir noch wenig, doch dürften Kolloide (Gele) eine große Rolle spielen. Wir wissen nicht, warum sich

an einem Orte Konkretionen bilden, an einem anderen nicht und wie die sich anreichernden Mineralsubstanzen durch Beiseiteschieben des Muttergesteinss sich Platz verschaffen. Es wird wie bei Kristallbildung der Wachs-

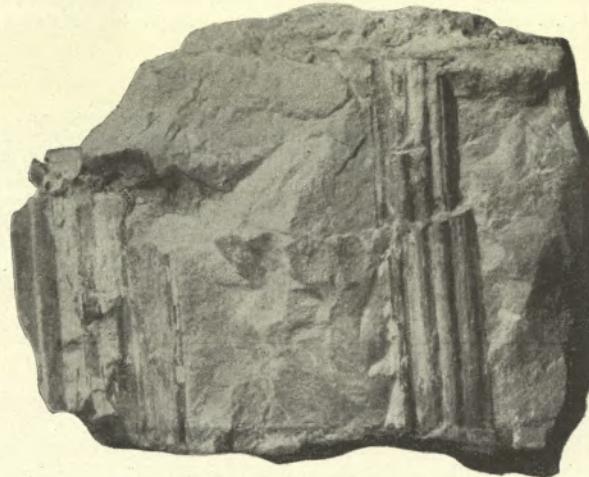


Fig. 416 Styolithe

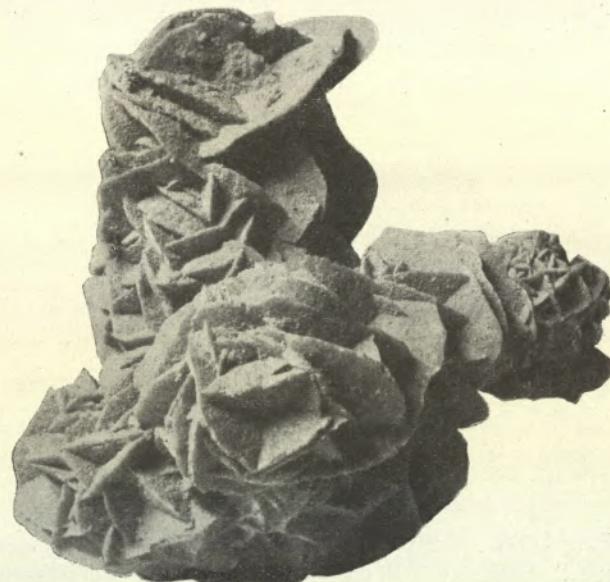


Fig. 417 Gipskristallgruppe aus dem Wüstenboden vom Schott el Mreir, Algier

tumsdruck dafür verantwortlich gemacht, der auch die Schalen von Konchylien zersprengt, in denen sich Konkretionen bilden. Er lässt im Wüstensande große Kristalle und Drusen von Gips entstehen, wobei der Sand verdrängt wird (Fig. 417). Darauf ist auch die Zerreißung von Belemniten zurückzuführen,

bei denen die Zwischenräume zwischen den einzelnen Teilen durch Kalkspat ausgefüllt sind, ohne daß der plastische Schiefer eindringen konnte (Fig. 418). Gangpalten werden durch den Druck der auskristallisierenden Minerale erweitert. Dieser muß sehr bedeutend sein und er wird dem Zermalmungswiderstande der entsprechenden Kristalle gleichgehalten. So versteht es sich,



Fig. 418 Gestreckter Belemnit aus den Dachschiefern von Mariatal, Ungarn

daß die durch Sprünge getrennten Bruchstücke der Belemniten auseinander geschoben worden sind, ohne daß eine zerrende Einwirkung von außen stattgefunden hat. Der Übergang von losen Sedimenten in Gesteine, z. B. von Sand in Sandstein oder von Ton in Mergel und Kalk, geht oft so vor sich, daß sich Konkretionen bilden, die überhandnehmen und schließlich feste Bänke eines anderen Gesteins sich einstellen (Fig. 419).

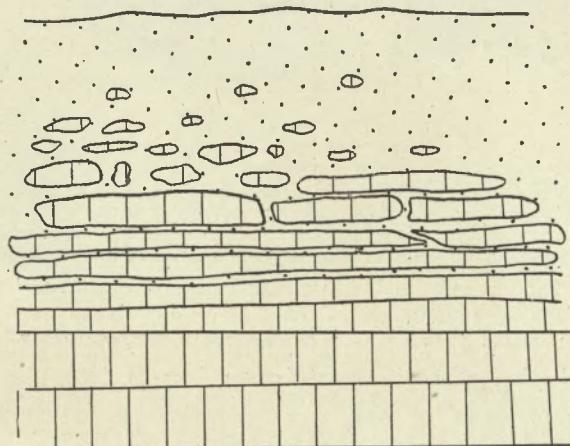


Fig. 419 Übergang vonlosem Sedimente in festes Gestein durch Verkonkretionierung

Meerwasser steigt in trockenen, heißen Küstengebieten kapillar auf und übt eine umwandelnde Wirkung auf den Kalkstein aus, indem es ihn auflöst und Gips und Schwefel absetzt. Es tritt Gipsspat als Pseudomorphose nach Muscheln und Korallen auf. So geht an der Sinaiküste die Umwandlung der Kalkschalen und der Riffkalke in Dolomit vor sich, wobei das Magnesiumkarbonat, der Salzgehalt und die Temperatur des Wassers und Verwesungsstoffe mitspielen.

In blauem Tone (nach einem Wiener Lokalausdrucke *Tegel* genannt), dessen Färbung von fein verteilem Pyrit herrührt und in dem auch Konkretionen davon liegen, tritt infolge der Sickerwässer eine Gelb- und

Rostbraunfärbung ein. Der zersetzte Schwefelkies bildet Eisenhydroxyd, das die Färbung bewirkt, der Schwefelgehalt Schwefelsäure, die mit dem Kalke, besonders der Konchylien, Gips liefert, der in den verfärbten oberen Schichten auskristallisiert.

Trotz dem großen Drucke, der in den abyssischen Tiefen herrscht, sind Tiefseesedimente großenteils so lose, ja oft so dünnflüssig, daß die Lotröhre bis zu 1 m tief einsinkt. Wenn auch Ausscheidung eines Bindestmittels (Fig. 420) und andere Umwandlungen im Grundwasser des Meeres- oder Seebodens stattfinden, so gehen größere Veränderungen, besonders nach der Trockenlegung des Sediments vor sich und zwar spielt, wie wir gesehen

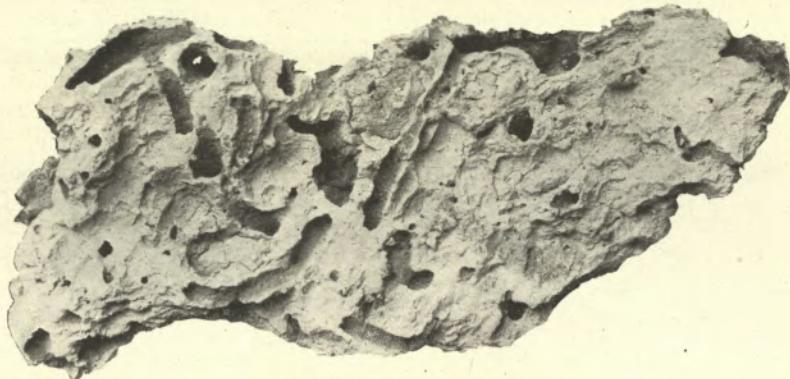


Fig. 420 Verfestigter Tiefseeschlamm, von Wurmröhren durchzogen (östliches Mittelmeer).

haben, das Sickerwasser, das als Bergfeuchtigkeit in große Tiefe reicht, eine Hauptrolle. So enthalten Tone davon 10% des Volumens, Tonschiefer nur 4%; in lockerem Materiale mit großem Porenvolumen ist dieser Betrag viel größer. Undurchlässige Ablagerungen werden daher wenig oder nicht diagenetisch verändert. Die Verfestigung der Sedimente ist daher keine direkte Funktion der Zeit, da es junge Sedimente gibt, die fest verkittet sind, während alte, wie die kambrischen Tone bei St. Petersburg, noch plastisch sind.

* * *

Sedimentgesteine sind mannigfach von Lithoklasen durchsetzt, die zum Teil durch Druck von außen (exokinetisch) entstanden sind, zum Teil ihre ursprüngliche Ursache im Gesteine selbst haben, entokinetisch sind. Uns beschäftigen jetzt nur diese. Es sind Verlust- (Schwund-) Spalten und zwar mit Verlust an Stoff verbunden, mit mechanischer Abscheidung des Wassers (Austrocknungsspalten) oder mit chemischen Abscheidungen verknüpft (Umwandlungsspalten). Die Austrocknungsspalten sind senkrecht zur Oberfläche orientiert und zwar verlaufen sie entweder unregelmäßig, bisweilen in zwei sich fast rechtwinklig schneidenden Systemen oder auch radial konzentrisch angeordnet. Man kann sie an eintrocknendem Tone vielfach beobachten (Fig. 223, 388). Die Zerlegung

von Gesteinen in Säulen durch Frittung, d. h. Wasserabgabe am Kontakte mit Eruptivgesteinen, gehört auch hieher (Fig. 421). Solche Spalten werden bisweilen durch Lateralsekretion (Auslaugung aus dem Nebengesteine und Absatz) mit verschiedenen Mineralien, wie Kalzit, Strontianit u. a.,

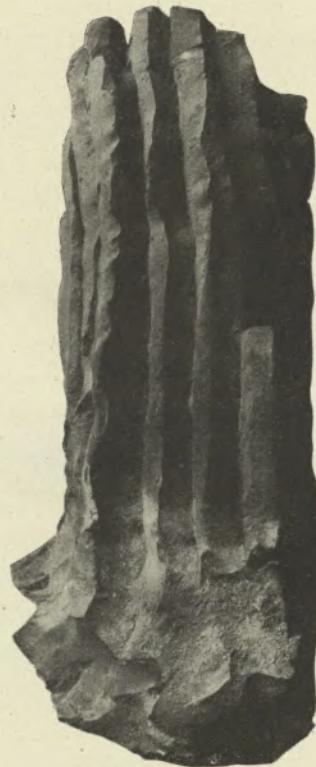


Fig. 421 Gefritteter, säulenförmig abgesonderter Mergel, Trifail, Steiermark

ausgefüllt. Umwandlungsspalten werden auch als **Lassen** oder **Schlechten** bezeichnet. So geht z. B. beim Inkohlungsprozesse eine Volumsverringerung vor sich und damit entstehen in den Flözen mehr minder senkrecht zueinander liegende Spaltsysteme, die nicht in die Zwischenschichten hineingreifen und in jedem Flöze anders orientiert sind.

Metamorphose

Unter **Metamorphose** versteht man die Veränderung der Gesteine durch äußere Kräfte mit Ausschluß der Verwitterung, also durch Druck und hohe Temperatur. Bei diesen Vorgängen spielt der Gehalt an Wasser, das als Bergfeuchtigkeit, Einschlüsse oder chemisch gebunden vorhanden ist, als kraftiges Lösungsmittel eine Rolle. Es entstehen neue Minerale, neue Felsarten, die den chemischen Bestand bisweilen, die mineralische Zusammen-

setzung und Struktur aber stets verändert zeigen. Man unterscheidet die **Dynamometamorphose**, die Veränderung durch Druck, der entweder unter den auflastenden Schichten in vertikaler Richtung oder als Stau und Pressung der mehr oberflächlichen Erdrinde seitlich orientiert wirkt und die **Kontaktmetamorphose**, die Umwandlung durch Berührungen mit Erstarrungsgesteinen, über die das Wichtigste gesagt worden ist. Die Verfestigung von Ablagerungen zu Gesteinen ist großenteils eine Folge des Druckes. Durch ihn verlieren Mineral-Gele — kolloidale Minerale — die in allen klastischen Gesteinen vorhanden sind, Tonerde-, Kalk-, Eisenhydroxyd-Gel- ihren Wassergehalt und es entstehen Eisenglanz, Magnesit, Granat und andere wasserfreie Silikate und kristallinische Struktur. Bei der Bildung dynamometamorpher Gesteine entstehen aus spezifisch leichteren Mineralien und Mineralkombinationen spezifisch schwerere.

In geringer Tiefe, wo die Gesteine starr sind, wird eine oft mikroskopische Zertrümmerung der Bestandteile, **Kataklasstruktur** und eine brüchige Schieferung senkrecht zur Krafrichtung bewirkt, die also oft schräg zur Schichtung verläuft. In größerer Tiefe erfolgt die Schieferung bruchlos durch Umkristallisieren, wobei der Absatz auf den druckfreien



Fig. 422 Blitzröhre aus zusammengeschmolzenem Sande

Seiten der Kristalle vor sich geht, **Kristallisationsschieferung**. Man hat drei Tiefenstufen der Metamorphose durch Druck theoretisch unterschieden. Oft kann man den Übergang von Sediment in metamorphe Gesteine und Wechsellagerung, bisweilen auch noch Gerölle sowie Fossilien in ihnen erkennen. Tonige Gesteine werden geschiefer und gehen mit Muskowit- und Chloritbildung in seidenglänzenden Phyllit über. Bei zunehmender Veränderung entsteht kristalliner Glimmerschiefer mit Muskowit, Biotit, Epidot und Hornblende, dann Zweiglimmergneis und endlich Biotitgneis (Sediment- oder Paragneis). Granit und andere Eruptivgesteine, die in großer Tiefe erstarrt sind und in die den Druckkräften ausgesetzte Erdkruste gelangen, erfahren Kristallisations-schieferung (**Granitgneis**). Sie besitzen eine gesetzmäßige, diesen Massengesteinen ähnliche chemische Zusammensetzung, gleichbleibende Struktur und petrographische Beschaffenheit. Dieser **Orthogneis** ist von sedimentären Gneisen kaum zu unterscheiden. Kristallinische Schiefer bilden auf der ganzen Erde das Liegende der ältesten fossilführenden Formationen und sind intensiv gefaltet. In manchen Gebirgen (Alpen) vertreten sie die ältesten Formationen, ja sie sind sogar aus dem Mesozoikum bekannt. Ihr Studium gehört zu den schwierigsten Kapiteln der Petrographie und ist ein in letzter Zeit viel bebautes Arbeitsfeld geworden.

Zu den durch äußere Einwirkung hervorgerufenen Veränderungen der Gesteine muß die durch Blitzschlag gezählt werden. In festem Gesteine

entstehen radiale Sprünge, die Oberfläche wird bisweilen verglast und in Quarzsand bilden sich die bis ein paar Meter tief reichenden, verzweigten, durch Schmelzung verfestigten Fulgurite oder Blitzröhren (Fig. 422). Auch der erwähnte Einfluß von Waldbränden auf die Gesteinoberfläche kann hierher gestellt werden.

Sedimente der Vorzeit

Wie sich aus den Ablagerungsverhältnissen ergibt, sind tiefer liegende Schichten älter und höher gelegene jünger und entsprechend ist auch die Zeitfolge der Schichtgesteine (Schichtfolge). Wir wissen also, ob ein in ungestörter Folge liegendes Gestein älter oder jünger als ein anderes ist und als Maßstab dafür bietet sich die Entwicklungsreihe der Organismen, deren Reste in diesen Schichten eingebettet sind. Wir wissen aus dem

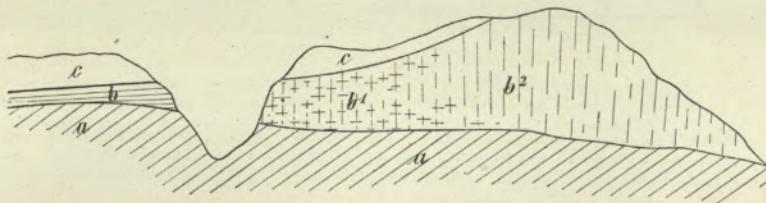


Fig. 423 Indirekter Beweis der Altersgleichheit von Schichten. b geht allmählich in das petrographisch verschiedene b^1 und b^2 über und kann, wenn dies nicht ersichtlich ist, nur durch die Lagerung zwischen a und c wieder erkannt werden.

Studium dieser Reste, welche Fauna älter, welche jünger ist und nachdem einmal die ganze erdgeschichtliche Entwicklung der Lebewelt in groben Zügen erkannt ist, können wir nun einzelne Schichten nach den in ihnen eingebetteten organischen Resten dem Alter nach bestimmen.

Schichtgesteine zeigen großenteils die Merkmale, die wir als faziell bezeichnet haben und die gestatten, trotz der erlittenen Veränderungen einen Schluß auf die Bedingungen zu ziehen, unter denen sie abgelagert worden sind. Sedimente und Schichtgesteine von gleicher Fazies heißen isopisch, von verschiedener Fazies heteropisch. Gleichaltrige Gesteine schließen gleiche Faunen ein, wenn sie isopisch sind und wir bezeichnen als Leitformen (Leitfossilien) solche organische Reste, die sich ziemlich unabhängig von faziellen Unterschieden in Ablagerungen derselben Zeit vorfinden. Sie sind durch große räumliche und geringe zeitliche (vertikale) Verbreitung charakterisiert. Ohne sie ist es gewagt, einem Schichtgestein ein Alter zuzuschreiben, da ganz ähnliche Gesteine zu verschiedenen Zeiten entstanden sind. Wenn zwei altersgleiche Schichten keine gemeinsamen Fossilien aufweisen, kann ihre Altersgleichheit nur indirekt dadurch bewiesen werden, daß sie ineinander übergehen oder sowohl im Liegenden wie im Hangenden von Schichten eingeschlossen sind, die paarweise altersgleich sind (Fig. 423). Da manche Leitfossilien fast über die ganze Erde verbreitet sind und man für ihre Wanderung einen gewissen Zeitraum in Anspruch nehmen muß, so hat man die durch sie gekennzeichneten ortsverschiedenen Ablagerungen zum

Unterschiede von gleichaltrig (synchron) als relativ gleichaltrig (homotax) bezeichnet.

Da die Verteilung von Festland und Meer auf der Erdoberfläche nicht beständig ist, sich vor unseren Augen Verschiebungen zeigen, die wir aus der Vorzeit im allergrößten Maßstabe kennen, das Meer über das Land transgrediert und sich zurückzieht (Regression), so können in dem einen Falle Ablagerungen von größerer Wassertiefe über solchen seichteren Wassers liegen, während in dem anderen das umgekehrte Verhältnis eintritt. Die Bildungen des engsten Litorals greifen dann auf einer festländischen Abtragungsfläche mit grobem Materiale, das sonst nur eine schmale Zone längs der Gestade bildet, flächenhaft über das Land, Transgres-

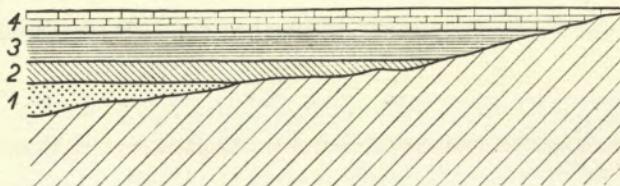


Fig. 424 Profil einer Schichtfolge bei Transgression

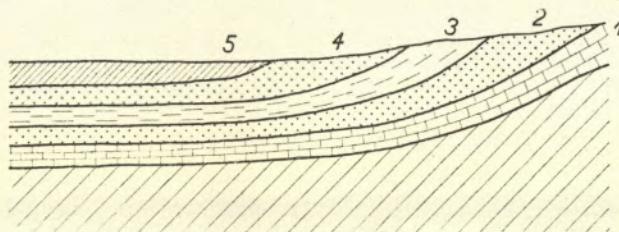


Fig. 425 Profil einer Schichtfolge bei Regression

sionskonglomerat und darüber folgen dann Ablagerungen, die das Tieferwerden des Meeres an diesem Punkte anzeigen. Wenn sich das Meer zurückzieht, folgen die Sedimente in derselben Reihe aufeinander, als ob ein Seichterwerden durch Ausfüllung eingetreten wäre. Aus der Überlagerung bathymetrisch verschiedener Bildungen können wir daher die Bewegungen der Wasserhülle in der Vorzeit der Erde erkennen. Die Sedimentation bei Transgression liefert ein Profil wie Fig. 424, wobei die Grenzen infolge späterer Abtragung meist verwischt sind. Bei Regression ist das Bild wie Fig. 425, wobei man aber im heutigen Bilde getäuscht werden kann, wenn die jüngeren Schichten nur infolge Erosion eine geringere Verbreitung besitzen, ohne daß eine negative Bewegung der Strandlinie erfolgt ist, wie es im Inneralpinen Wiener Becken der Fall ist. Felsiger Meeresboden bedeutet, daß nicht sedimentiert wird. Er bezeichnet fossil eine Lücke in der Schichtfolge. Seine Fazies ist bisweilen an den Bohrlöchern von Organismen zu erkennen. Überaus schwer ist es, eine Lücke in der Ablagerung von einer maskierten Erosionsdiskordanz zu unterscheiden.

Wir haben die Gebiete terrigerer und organogener Sedimentation, vorherrschend die Litoralzone und die Mittelmeere, als Regionen rascher und mächtiger Bildung von Schichtgesteinen kennen gelernt, die uns aus der Vorzeit oft in einer nach Tausenden von Metern messenden Mächtigkeit erhalten sind. Und durch diese ganze Schichtfolge hindurch folgen Sedimente geringer Wassertiefe, die nur bei langsamem Nachsinken des Bodens entstanden sein können. Dabei ergibt sich eine größere Mächtigkeit der Sedimente einer größeren Wassertiefe gegenüber denen des Litorals. So haben wir im Wiener Becken mit einer Mächtigkeit der jungtertiären Sedimente von etwa 1000 m zu rechnen, für die wir nur eine Wassertiefe von etwa 200 m und demnach ein Schritthalten der Sedimentation mit dem Betrage der Senkung annehmen müssen. Im Paläozoikum Europas, das 5000 m mächtig ist, fehlen Tiefseebildungen ebenfalls. Wenn sich Meere verschieben und die von ihnen bedeckten Teile der Lithosphäre zum Teil trockengelegt werden, ist es begreiflich, daß vor allem die Ablagerungen geringerer Wassertiefe an die Oberfläche treten. Neritische Sedimente nehmen daher große Flächen des Festlandes ein. Die tonigen, kalkigen und sandigen Gesteine verraten fast durchweg eine Bildung in geringer Wassertiefe und wir haben keinen Beweis dafür, daß wir Ablagerungen von über 1000 m Tiefe überhaupt fossil kennen. Die Schreibkreide mit ihren Kokkolithen und Foraminiferen, besonders Globigerinen, ist hauptsächlich ein Zerreisbel von Kalkskeletten und Schalen und Globigerinenkalke können in geringer Tiefe abgelagert sein, da die Tiere planktonisch leben. Dasselbe gilt von pteropodenreichen Gesteinen. In manchen alpinen Kalken finden sich die Deckel der Ammonitengehäuse (Aptychen), während von diesen keine Spur erhalten ist (Aptychenkalke). Man hat für sie eine Bildung in größerer Wassertiefe angenommen, wo die leichter löslichen Kalkschalen zerstört worden sind, doch wissen wir nichts Sichereres über die Bedeutung dieser Fazies. Kieselsteine, Hornsteine und Radiolarite, deren Bildung auf die Anhäufung von Kieselgerüsten zurückgeführt wird, dürften eher eine größere Wassertiefe voraussetzen. In einem solchen radiolarienreichen, roten Kieselstein des ostalpinen Jura hat man Manganknollen gefunden und ihn mit dem roten Tiefseetone verglichen.

Von den Sedimentgesteinen früherer Zeiten sind oft nur geringe Reste erhalten, da die Abtragung auf den Festländern, deren Grenzen sich fortwährend verschieben, überall wirksam ist. Oft sind nur einzelne Blöcke und Gerölle die letzten Spuren einer einst weit ausgedehnten Sedimentdecke oder gefrittete Gesteine verraten, daß einst Eruptiva vorhanden gewesen sind, von denen man heute nichts mehr sieht. Die Abtragung ist natürlich nach Ort und Zeit wechselnd, so daß manche Schichten hier unter einer Decke jüngerer Bildungen erhalten, während sie an anderer Stelle ganz verschwunden sind. Die meist wenig mächtigen und örtlich beschränkten, lockeren terrestren Bildungen, wie die äolischen, vulkanogenen, glazialen und fluviaten, sind fast nur aus der jüngsten Vorzeit der Erde erhalten. Ausgenommen sind unter ihnen mächtige und weitverbreitete Vorkommen, wie Tuffe und Wüstenbildungen oder Ablagerungen des Inlandeises. Nur was in Wasserbecken begraben und verfestigt wird — lakustre und marine Gesteine —,

hat die Möglichkeit, in größerer Ausdehnung bewahrt zu bleiben. Bildungen der Schorre sind meist zerstört, da sie bei negativer Bewegung der Strandlinie zuerst in den Bereich der Atmosphärierien gelangen und bei einer positiven Verschiebung von der Brandung aufgearbeitet werden.

Ungestörte Sedimentgesteine bleiben eher erhalten als die zu Gebirgen aufgefalteten, die durch Lithoklasen für die Verwitterung und Abtragung vorbereitet sind und großenteils als nackte Felsmassen aufragen. Wir müssen



Fig. 426 Erosionsreste der Sedimentdecke am Green River
(nach einer Aufnahme von W. H. J. & Co.)

mit großen Beträgen abgetragener Sedimentmassen rechnen. In Amerika ist seit dem Pliozän stellenweise über 100 m, in der Gegend von Wien sind über 300 m Miozänbildungen in der Zeit seit der Ablagerung der ersten Mediterranstufe entfernt worden. Bis 20.000 Fuß ist das Oberkarbon in England abgetragen worden und doch scheint das Perm ohne Diskordanz darüber zu liegen. Wieviel durch Abtragung entfernt worden ist, wissen wir nicht, nur was sekundär abgelagert wurde. Wenn man annimmt, daß alle Sedimente aus Massengesteinen hervorgegangen sind, kommt man dazu, eine wohl 1000 m erreichende Abtragung über die ganze Erdoberfläche anzunehmen. Der Betrag ist aber viel größer, da eine wiederholte Umschwemmung stattgefunden hat. Heute erkennen wir die ungeheure Arbeit der Abtragung, wenn wir uns die Decke von Sedimenten vorstellen, deren letzte Reste wir in himmelragenden Dolomittürmen erkennen oder wenn wir Hunderte von Metern hohe Wände ungestörter Ablagerungen sich über weite Ebenen erheben sehen (Fig. 426), wenn wir uns die ver-

schwundenen Hochgebirge vor Augen halten, über deren Sockel wir dahinwandern, ohne auch nur eine mäßige Erhebung zu treffen.

Es ist oft von Bedeutung, die Oberseite von Gesteinsbänken von der Unterseite zu unterscheiden, um daraus die normale oder inverse Lagerung zu erkennen. Dafür kommen folgende Anzeichen in Betracht. Bei Rippelmarken ist der Kamm viel schärfer als die Furchen, in denen oft noch kleinere Kämme liegen, so daß sie sich vom Abdrucke sehr gut unterscheiden lassen. Falsche Schichtung ist gegen oben scharf abgeschnitten und überlagert, während gegen unten ein allmäßlicher Übergang in tangentialer Kurve in die untere Schichtfläche stattfindet. Fast in jeder Bank ist ein Feinerwerden des Kornes gegen oben — auch mikroskopisch — zu erkennen und sie beginnt scharf mit grobem Korne. Die Oberseite vieler



Fig. 427 Abdrücke von Salzkristallwürfeln auf der Unterseite einer Schicht

Bänke ist konkretionär verfestigt. Versteinerungen liegen meist auf Schichtflächen in großer Zahl und zum Teil in das Sediment eingesenkt, wobei sie unterseitig eine teilweise Auflösung erfahren haben und nicht von der Schichtfläche abzulösen sind (vgl. Abschnitt III D). Salzkristalle, die bei Verdunstung von Salzwasser entstanden und durch Pseudomorphose durch Ton oder feinen Sand ersetzt worden sind, charakterisieren die Oberfläche einer Schicht sowie die Vertiefungen von Regentropfen (Fig. 250), Fahrten von Tieren (Fig. 437—439) und Trocknungsrisse (Fig. 223), während deren Ausgußmodelle (Fig. 404) sowie Abdrücke von Salzwürfeln (Fig. 427) die Unterseite der Hangendschichten bedecken. Fließwülste sind meist durch viel schärfere Furchen voneinander getrennt und aneinander geschoben, während ihr Gegendruck ganz verschieden aussieht.

Aufrechte Baumstämme, grabende Bivalven, wie *Panopaea*, *Solen* usw., die mit der Atmungs- und Afterröhre nach oben im Sande stecken, geben ebenfalls die Lage der Schichten an.

Als Beweis für eine diskordante Lagerung gelten folgende Anzeichen:

1. Erosion, auch ohne Deformation (Erosionsdiskordanz),
2. Differenz im Metamorphismus, wenn auch lithologische Unterschiede dies bedingen können, Schieferung des Liegenden, obgleich dies auch aus verschiedener Wirkung der Kraft folgen kann,
3. Verschiedene Störungen des Liegenden und Hangenden (tektonische Diskordanz),
4. Intrusionen in den Liegendschichten, die in den hangenden fehlen,
5. Basalkonglomerat mit Fragmenten der tiefen Schichten,
6. Unterschiede in der Gesteinsbeschaffenheit, z. B. Sedimentgesteine auf Massengesteinen ohne intrusive Beziehungen, Überlagerung von Bildungen verschiedener Sedimentationsbezirke, die nicht ineinander übergehen,
7. Lücke in der Faunenfolge,
8. Fehlen, einer Schicht die an anderen Punkten normalerweise eingeschaltet ist,
9. Bisweilen gibt schon die Verteilung eines Gesteines auf der Oberfläche oder der geologischen Karte die Möglichkeit, einen diskordanten Verband zu erkennen.

D. Der Fossilisationsprozeß

Was ist ein Fossil?

Schon Xenophanes aus Kolophon (614 v. Chr.) hat nach Origines' Überlieferung auf Bergen Seemuscheln, im Gesteine von Paros Abdrücke von Lorbeerblättern und verschiedene Meereszeugnisse im Boden von Malta gefunden und daraus auf periodische Überflutungen des Festlandes geschlossen. Auch Xanthos aus Sardes (zirka 500 v. Chr.) kennt versteinerte Muscheln, die in Armenien, Phrygien und Lydien fern vom Meere vorkommen und schließt auf einen Wechsel von Festem und Flüssigem. Herodot erkannte aus ähnlichen Beweisgründen, daß das Meer einst Unterägypten bedeckt hat. Die späteren Philosophen haben diese Erkenntnis weiter ausgebildet, die aber erst von Leonardo da Vinci (um 1500) in bestimmtester Weise festgelegt worden ist, indem er erklärte, die Tiere hätten dort gelebt, wo sie heute gefunden werden.

Die Bedeutung dieser Tierreste für unsere Wissenschaft war aber damals noch nicht erfaßt, sondern ihre richtige Wertung stammt erst aus dem Ende des achtzehnten Jahrhunderts, als W. Smith erkannte, daß sie aufeinander folgenden Faunen angehören, daß sie Zeitmesser für gleich- und verschiedenaltrige Schichten sind und daher als historische Daten verwendet werden können. Seine 1799 veröffentlichte Tabelle einer Folge englischer Formationen machte ihn zum Vater der historischen Geologie. Dieser Wert der Tierreste bedingte es, daß sich die Geologie eingehend mit ihrer Untersuchung beschäftigte und sich eine eigene Wissenschaft, die Paläontologie, die Lehre von den Organismen der Vorzeit (Petrefaktenkunde, Versteinerungslehre) ausbildete, die heute eine der Geologie ebenbürtige Disziplin geworden ist. Sie zerfällt in die Paläophytologie (Phytopaläontologie), die Lehre von den fossilen Pflanzen und die Paläozoo-

logie, die Lehre von den fossilen Tieren. Beide neigen sich immer mehr der Botanik und der Zoologie zu, da nur die Kenntnis der heutigen Lebewelt der Erforschung der vergangenen als Ausgangspunkt dienen kann.

Unter Fossilien verstehen wir im allgemeinen alle Reste und Spuren ausgestorbener Organismen oder solcher, die mit einer ausgestorbenen Fauna und Flora vergesellschaftet vorkommen. Der Begriff ist nicht ganz scharf zu fassen, da die in historischer Zeit zum Teil durch den Menschen ausgerotteten Formen, wie die Stellersche Seekuh (*Rhytina Stelleri*) des Beringsmeeres, die Dronte (*Didus ineptus*) von Mauritius und *Pezophaps* von Rodriguez (zwei Tauben), die Moas (Strauße) Neuseelands, der Wisent und der Riesenhirsch Europas nicht allgemein als fossil betrachtet



Fig. 428 Mumifizierter und von Kalk imprägnter Katzenkadaver (Krahuletz-Museum Eggenburg, nach einer Aufnahme von G. Hiesberger, Eggenburg)

werden. Während in der Schichtfolge gegen unten keine Grenze für diesen Begriff besteht, ist eine solche gegen die jüngsten Schichten also festzulegen, in denen man Reste von Organismen findet, die sich von manchen Fossilien gar nicht oder kaum unterscheiden lassen, aber von Tieren und Pflanzen stammen, die heute noch lebenden Formen angehören. Am Strand des Meeres liegen zahllose Muscheln und Schnecken, die in Sediment eingebettet sind, aber Arten angehören, die heute noch in den benachbarten Meeren leben, die Knochen gefallener Tiere bleichen in den Steppen und Wüsten, die abgestorbenen Urwaldriesen häufen sich in Moränen zu Lignitmassen an, aber sie alle sind nicht fossil. Man nennt sie subfossil. Dagegen sind fossil die Schalen von Konchylien, die wohl heute lebenden Arten zugerechnet werden, aber zum Beispiel mit einer pliozänen Fauna vergesellschaftet sind. Man hat gemeint, die mineralische Veränderung der Organismenreste als Kriterium des Fossils ansehen zu müssen, aber der Mammutkadaver, der im Eise der Beresowka in Sibirien gefunden worden ist und

dessen Fleisch die Eskimohunde fraßen, ist gerade so ein Fossil wie die mumifizierte Haut und die struppigen Haarreste von *Grypotherium*, eines Riesenfaultieres, das in einer Höhle am Meerbusen von Ultima Esperanza in Patagonien noch als Zeitgenosse des Menschen gelebt hat.

Deshalb ist auch der alte Name Petrefakten oder Versteinerungen, genau genommen, nicht gleichbedeutend mit Fossilien, weil er eine mineralische Veränderung, eine Ersetzung organischer Substanz durch unorganische, ein Steinwerden voraussetzt. Eine Versteinerung, versteint, ist der in Fig. 428 abgebildete Kadaver einer jungen Katze, der in einem alten Gemäuer gefunden worden ist und eine Imprägnierung durch Kalk nach erfolgter Austrocknung (Mumifizierung) aufweist. Und doch wird man diesen Tierrest nicht als ein Fossil bezeichnen. Dagegen ist der erwähnte Mammuthkadaver ein Fossil, aber keine Versteinerung.

Der Geologe hat sich also zuerst von dem fossilen Zustande eines organischen Restes zu überzeugen, was, wie erwähnt, nur in den jüngsten Schichten nötig ist, wobei aber verschiedene Kriterien beobachtet werden müssen. Er muß die Veränderungen kennen, die die verschiedenen Teile des Tier- und Pflanzenkörpers im Fossilisationsprozesse durchmachen, er muß die Verhältnisse studieren, die günstig oder ungünstig für die Erhaltung der Reste sind. Weiter muß er daraus und aus der Beschaffenheit der Schichten, in denen er sie findet, Schlüsse auf die Vorgänge bei ihrer Einbettung in das Sediment ziehen und aus der Organisation und den Existenzbedingungen der nächsten lebenden Verwandten die Natur ihres Lebensbezirkes und die übrigen biologisch wertvollen Verhältnisse enträtseln, aus denen sich das Lebensbild längst verschwundener Faunen entrollt. Hier greifen die Geographie, die Klimatologie und die Biologie (Paläobiologie) in die Fragen ein, die uns die weitesten Ausblicke auf die Vergangenheit der Erde eröffnen.

Dem atmosphärischen Einflusse ausgesetzt, fällt jede organische Substanz der Verwesung anheim. Unter Luftabschluß aber finden chemische Vorgänge statt, die die organischen Stoffe zerlegen und durch mineralische Neubildungen ersetzen. Fleisch, Fett, Knorpel und Horn werden ganz zerstört, das Fett bisweilen in Bitumen verwandelt. Die Hartteile, die aus Kieselsäure, kohlensaurem, phosphorsaurem Kalk und Fluorkalzium sowie Chitin (einer fast unlöslichen stickstoffhaltigen Substanz, die den Panzer der Gliedertiere bildet) bestehen, sind erhaltungsfähig, wobei aber die organischen Stoffe, die, wie der Leim der Knochen, die mineralischen Bestandteile durchdringen und verbinden, ausgelaugt werden. Unsere Kenntnis dieser Vorgänge ist noch mangelhaft.

Erhaltung organischer Substanzen

Nur unter ganz seltenen Umständen haben sich Teile der Organismen unverändert erhalten, wie bei den Mammuthen und Nashörnern, die eingefroren im sibirischen Steineise wie in einer Kühlkammer konserviert worden sind, so daß das Fell, Fleisch und Fett, ja sogar der Mageninhalt mit den Speiseresten wie an einem frisch getöteten Stücke untersucht werden konnten (Fig. 429, 430). Man muß sich vorstellen, daß die Tiere in Spalten des



Fig. 429 Kadaver des im Eise eingefrorenen Mammuts nach begonnener Bloßlegung an der Beresowka, Sibirien (phot. Mammuteexpedition der K. Russ. Akademie der Wissenschaften 1901/02)

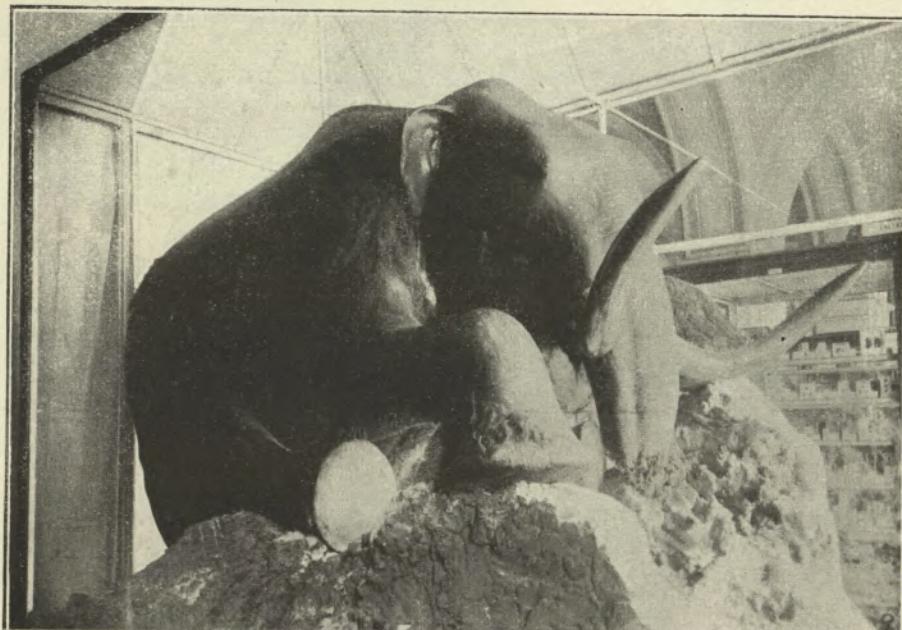


Fig. 430 Das ausgestopfte Beresowka-Mammut im K. Geolog. Museum zu St. Petersburg (nach einer Aufnahme des Museums)

Eises gestürzt oder in Sümpfen und Schwemmsand versunken und dort eingefroren sind (Fig. 342). Auch am Yukon in Alaska hat man ein Mammut im Eise gefunden.

Bei Starunia in Ostgalizien wurden Knochen von Mammut mit Muskel-
partien und Hautteilen und der Vorderteil eines mit Haut und Fleisch er-
haltenen *Rhinoceros antiquitatis* gefunden (Fig. 431), die in einem Erdölsumpfe
ertrunken und in Naphtha und Ozokerit eingebettet, sich so erhalten haben,
daß sich die Arbeiter aus der Haut Schuhe verfertigten. Mit diesen Resten
kamen ein Frosch mit Haut und Knochen, ein Vogel mit Haut, Muskeln,

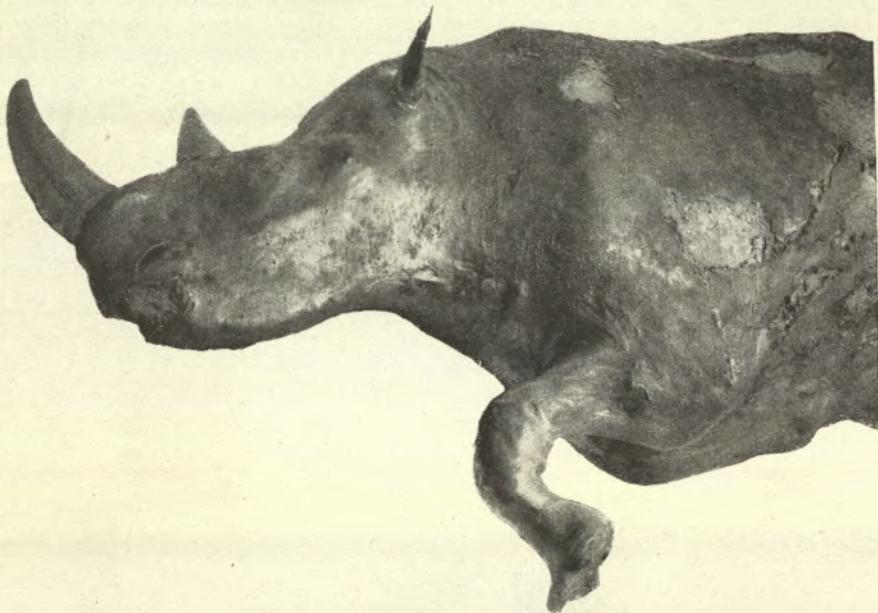


Fig. 431 Nashorn von Starunia, Galizien
(nach einer von Dr. E. L. Niezabitowski übersandten Aufnahme)

Nerven, Eingeweiden und den Schwungfedern, zahlreiche Insekten und Molluskenarten sowie vorzüglich erhaltene Pflanzenreste vor.

In Torfmooren hat man vielfach trefflich erhaltene Tier- und Menschenleichen (Torfleichen) gefunden, die durch die Humussäuren imprägniert sind. So sieht man im Museum in Kiel Torfleichen, die bei ihrer Entdeckung ein so frisches Aussehen besaßen, daß sich die Polizei mit dem Falle zu beschäftigen begann, bis von wissenschaftlicher Seite der Rat gegeben wurde, die Bemühungen einzustellen, da die Kadaver Jahrhunderte alt wären. In anderen Mooren sind Fleisch und Knochen vollständig aufgelöst worden und die gegerbte Haut mit den Haaren ist unversehrt erhalten. Diese Beispiele zeigen, daß solche Vorgänge bei Fossilisation eintreten können.

Durch Lösungen von Kochsalz und Metallsalzen werden organische Reste so imprägniert, daß sie der Verwesung widerstehen. So hat man in

Salzbergwerken Tierfelle und daraus verfertigte Tragkörbe aus der Hallstattperiode, ja sogar die Leiche eines prähistorischen Arbeiters gefunden und auch in Kupferbergwerken sind ähnliche Konservierungsvorgänge bekannt. In Salzböden, die von Salzseen stammen, findet man Fische fast in unveränderter Leibesgestalt.

Durch Austrocknung (Mumifizierung) kann organische Substanz erhalten bleiben, wie die Fellstücke von *Grypotherium* zeigen. Doch ist klar, daß die Zeit nur eine beschränkte sein kann und der Rest später zu Staub zerfällt.

Durch Harz wird ein so völliger Luftabschnitt bewirkt, daß ebenfalls keine Verwesung eintritt. Dies ist heute der Fall bei den Insekten, die von Kopalharz eingeschlossen werden. Während es bei diesen möglich ist, sie durch Auflösung des Harzes herauszupräparieren, tritt, wie wir sehen werden, mit der Zeit eine Zerstörung der organischen Substanz ein.

Organische Verbindungen sind vielfach noch in fossilen Molluskenschalen vorhanden, die die ursprünglichen Farben aufweisen. Doch ist dies nur in geologisch jungen Bildungen häufiger zu erwarten.

In großer Menge wird pflanzliche und tierische Substanz als Kohle und Bitumen unter Verhältnissen konserviert, bei denen die organische Struktur ganz oder teilweise verloren geht und die in dem Abschnitte über Absatzgesteine besprochen worden sind.

Echte Versteinerungen

Das eigentliche Fossil (Versteinerung im wörtlichen Sinne) enthält keine organischen Stoffe mehr, sondern diese sind durch Neubildungen, besonders von kohlensaurem und phosphorsaurem Kalke, von Kieselsäure, Kohle, Pyrit oder einer anderen Metallverbindung ersetzt, versteinert. Man spricht daher von verkalkten, in Phosphorit verwandelten, von verkieselten und verkiesten oder vererzten Fossilien.

Wirbeltiere

Knochen bestehen aus kohlensaurem und phosphorsaurem Kalke und organischer Substanz. Bei längerem Lagern in Sediment oder an der Luft verlieren sie durch Einwirkung der Luft und des Wassers, besonders infolge der darin enthaltenen Säuren durch Lösung (Auslaugung) die organischen Stoffe und mehr Kalziumkarbonat als Kalziumphosphat. Es findet weiter meist eine chemische Metamorphose der festen Gewebsteile statt, wobei besonders kohlensaurer Kalk, Kieselsäure, phosphorsaurer Kalk oder Metallverbindungen, Pyrit, Hämatit, Vivianit (ein wasserhaltiges Eisenphosphat von blauer Farbe) abgelagert werden. Kieselsäure tritt bisweilen als Chalcedon auf, wie es bei den Dinosaurierknochen des nordamerikanischen Westens der Fall ist, die in quarzreichen Sedimenten liegen. Es entstehen auf diese Weise Pseudomorphosen eines Minerals nach dem organischen Gebilde. Bisweilen bleiben die Gefäß- und Zellräume frei, die organische Struktur bleibt erhalten, aber oftmals werden sie auch ausgefüllt, so daß die Knochen ihre Struktur verlieren und dicht werden. Fossile Knochen

sind deshalb schwerer als rezente und diese oft schwerer als subfossile, die nur Auslaugung, aber keine weitere Diagenese erlitten haben. Ein nicht streng anzuwendendes Merkmal fossiler Knochen besteht darin, daß sie an der Zunge kleben, was auf größere Porosität zurückzuführen und bei rezenten nicht der Fall ist. In losem Muttergestein sind die Knochen meist mürbe und daher schlecht erhalten, in verfestigtem sind sie gewöhnlich widerstandsfähig, aber schwieriger herauszupräparieren.



Fig. 432 Cetolith



Fig. 433 Rupturell gebogener und wieder verkitteter Knochen

Der phosphorsaure Kalk ist überaus schwer löslich und meist erhalten. Bei den Zähnen von Haifischen (*Oxyrhina*, *Carcharodon*) einiger Lokalitäten des Tertiärs oder bei Exemplaren, die im Tiefseetone der heutigen Meere gedredsetzt worden sind, ist das Dentin völlig oder teilweise aufgelöst und nur die Schmelzschicht erhalten, die aus fluorsaurem Kalke besteht und fast unlöslich ist. Dies hängt wohl mit der kräftigeren Auflösung, die in großen ozeanischen Tiefen herrscht, zusammen. In den gleichen Bildungen findet man als einzige Knochenreste die Gehörknochen von Cetaceen (das *Tympano-perioticum*), die aus überaus widerstandsfähigem Knochengewebe bestehen und als Cetolithen bezeichnet werden (Fig. 432).

Fossile Knochen sind, besonders wenn sie in stark verfestigtem Sedimente liegen, meist zerbrochen. Selbst die mächtigen Schenkelknochen der Riesendinosaurier oder Dickhäuter zeigen scharfe, meist aber wieder verkittete Sprünge, an denen sich Verschiebungen der einzelnen Bruchstücke in verschiedenem Maße vollzogen haben (Fig. 433). Die Schädel sind meist verdrückt, oft stark zusammengepreßt. Diese Deformationen sind wohl auf die unter großem Drucke vor sich gehende Bewegung des Muttergestein's, der Matrix, zurückzuführen. Bisweilen ist eine Deformierung von Knochen ohne Bruch — bruchlose Umformung — zu erkennen, was wohl eine Erweichung der Reste im Sedimente andeutet. Besonders in festem Kalksteine, Sandsteine und Schiefer ist ihre Veränderung am größten. Ihre Größe und Gestalt erfährt dadurch so beträchtliche Veränderungen, daß sie ein ganz anderes Aussehen erhalten. Die in Fig. 434 abgebildeten Oberschenkelknochen von *Titanotherium* gehören einem Individuum an. Sie sind

infolge verschiedener Lage zur Druckrichtung verschieden deformiert worden. Dies erschwert natürlich das Erkennen der ursprünglichen Gestalt der Skelette ungemein. Besonders in Schiefern ist die Verdrückung von Knochen und ganzen Skeletten beträchtlich, wie man an den Fischen der verschiedensten Formationen und den Ichthyosauriern des Jura erkennen kann.

Oft sind aber die Knochen schon vor ihrer Einbettung in das Sediment verändert worden. Dies ist der Fall bei Tieren, die auf dem Festlande verwest und dann durch Fluten in ein Wasserbecken gespült worden sind. Die Knochen sind dann, aus dem Verbande gelöst, verdreht, es fehlen Skeletteile, der Unterkiefer und die Zähne sind meist verloren. Bei Verwesung auf dem Lande üben Aasfresser ihr Zerstörungswerk oder wenn ungestörte Verwesung oder Mumifizierung eingetreten ist, so zerfallen die Knochen zu Staub. Es ist also die rasche Einbettung in ein Sediment Bedingung der Konservierung. Werden Kadaver in das Wasser gespült, so



Fig. 434 Die Oberschenkelknochen eines Individuums von *Titanotherium*, die durch Druck bewirkte Deformierung zeigen (nach J. B. Hatcher).

schwimmen sie infolge der sich entwickelnden Verwesungsgase an der Oberfläche. Dabei löst sich meist der Unterkiefer durch Zerstörung der Muskelbänder und sinkt zu Boden, der übrige Körper wird am Ufer oder an einer Untiefe abgelagert und lässt an der Verzerrung der Gestalt den Transport erkennen.

Noch stärker tritt die Zerstörung der Knochen bei Formen auf, die im Bereich der Brandung lebten und deren Kadaver ein Spiel der Wogen waren, die sie zerschellten. Deshalb sind die Skeletteile der Sirenen, die in den Litoralbildungen der Gegend von Eggenburg in Niederösterreich so häufig gefunden werden, abgerollt und trotz ihrer Festigkeit in zahlreiche Stücke zerbrochen, die mächtigen Knochenplatten des Schädels und die kräftigen Rippen oft in kleine Bruchstücke zertrümmert. Dasselbe gilt auch von den Kadavern der Delphine, die von den Wogen an den Strand ge-

worfen worden sind. Fadenpilze und andere niedere Organismen bewirken eine oberflächliche Zerstörung der Knochen, z. B. durch unregelmäßige, verzweigte Furchen und Nagetiere lassen oft ihr Werk erkennen.

Die Färbung fossiler Knochen, die von dem Weiß gebleichter Skeletteile alle Farbentöne durchlaufen können, hängt natürlich von der Farbe

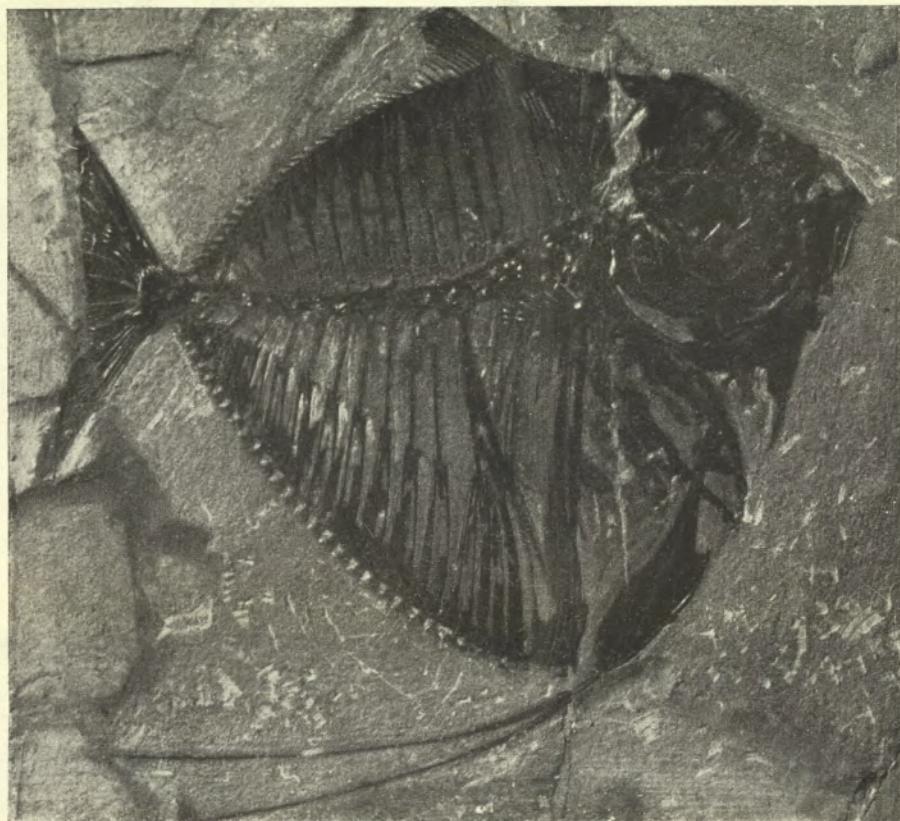


Fig. 435 Fischskelett aus den Schiefern des Monte Bolca

des Gesteins ab, in dem sie eingebettet sind, also hauptsächlich von der Oxydationsstufe der Metalle, die die Färbung bewirken. Weiß, hellgelb bis dunkelgelb, rostfarben, hellbraun bis dunkelbraun und schwarz kommen meist im bunten Wechsel vor. Weiß sind z. B. die Knochen des pliozänen kreideartigen Süßwasserkalkes von Samos, graubraun die aus vulkanischem Tuffe von Maragha in Persien, weiß mit roten und schwarzen Flecken sind die der roten Tone von Pikermi in Attika. Rostbraune Töne herrschen bei den Knochen vor, die aus diluvialem Höhlenlehme stammen. Vielfach ist die Oberfläche von Knochen von Dendriten bedeckt.

Die Panzerfische des Devons, wie *Coccosteus*, *Cephalaspis* und andere Fischreste, wie *Palaeospondylus* des schottischen Unterdevons, sind bisweilen

in Kohle verwandelt. Dies deutet wohl darauf hin, daß ihre Hautbekleidung wenigstens teilweise aus einer Art Chitin gebildet war. Knochenfische zeigen, besonders in schiefrigen Kalken, das Skelett in allen Einzelheiten erhalten (Fig. 435).

Die Schuppen von Fischen, die aus phosphorsaurem Kalke, Dentin und Schmelz bestehen, sind vielfach, gröbere Epidermalgebilde, wie Stacheln oder Knochenplatten, stets konserviert. Von den Federn der Vögel ist ein Abdruck meist nur in sehr feinem, meist kalkigem Sedimenten zu erwarten,

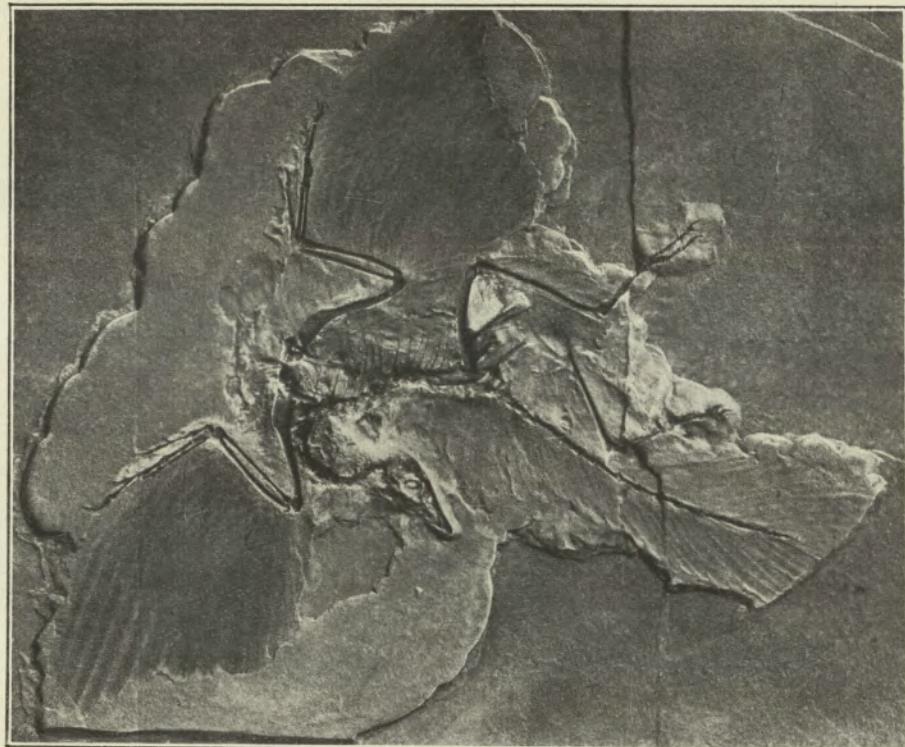


Fig. 436 Skelett von *Archaeopteryx*, Solnhofen (Aufnahme nach einem Gipsabgusse)

die Hornsubstanz ist verschwunden. Es sind nur wenige Fälle von so günstiger Erhaltung von Vogelresten bekannt. Dazu gehören die Solnhofener Plattenkalke des oberen Jura mit *Archaeopteryx*, dem Urvogel (Fig. 436), das Oligozän von Florissant in Colorado, die eozänen Fischschiefer vom Green River in Wyoming und ein diluvialer Stißwasserkalk von Ganocz (Komitat Szepes), Ungarn.

Bisweilen sind die Muskulatur eines Tierkörpers, die Haut, die Flughaut und die Flossen in den feinsten Einzelheiten der Form erhalten. Die Frösche und Fische der Phosphorite von Quercy, die körperlich konserviert sind, müssen als eine Pseudomorphose angesehen werden, bei der die organische Substanz durch ein Mineral ersetzt wurde.

Das wunderbarste Vorkommen von so trefflich erhaltenen Fossilresten sind die oberjurassischen Solnhofener Plattenkalke (lithographischen Schiefer) des Altmühltales in Bayern, die eine individuenarme, aber artenreiche Fauna liefert haben, die fast alle Tiergruppen der

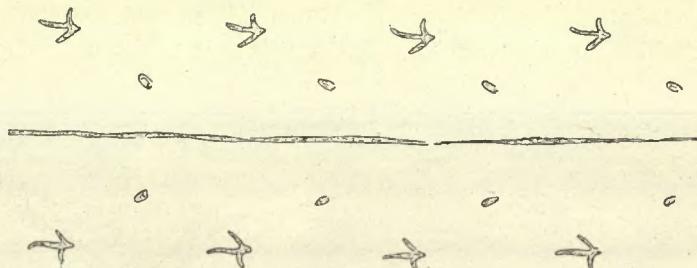


Fig. 437 Fährte des *Compsognathus longipes* aus den Schiefern von Solnhofen,
 $\frac{1}{2}$ d. nat. Größe (nach J. Walther)

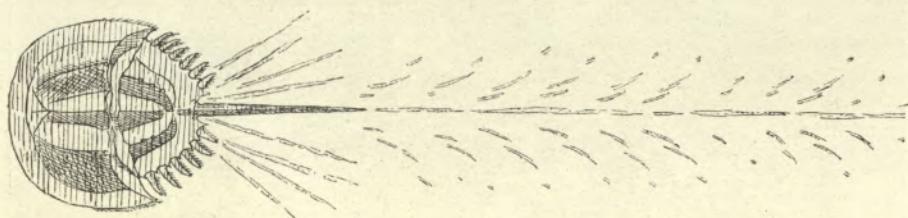


Fig. 438 Fährte von *Limulus* (Molukkenkrebs) aus den Schiefern von Solnhofen,
 $\frac{1}{3}$ d. nat. Größe (nach J. Walther)



Fig. 439 Kriechspur eines Dibranchiaten (Kopffüßers) aus den Schiefern von Solnhofen, $\frac{2}{3}$ d. nat. Größe (nach O. Jaekel aus J. Walther)

damaligen Zeit umfaßt. In ihnen ist nicht, wie es gewöhnlich der Fall ist, eine oder die andere Formengruppe gut konserviert, die übrigen aber zerstört, sondern es finden sich Medusen, Seesterne, Seelilien, Krebse, Insekten, Fische, Eidechsen, Krokodile und andere Wasserreptilien, Flugsaurier, wie *Rhamphorhynchus*, *Pterodactylus*, *Dorygnathus*, kleine Dinosaurier, wie *Compsognathus*, der Urvogel *Archaeopteryx* sowie Pflanzenreste in unübertroffener Erhaltung. Die Muskelpartien von Reptilien, Fischen, Cephalopoden und Würmern sind durch Ausfüllung der feinsten Zellen bis in alle histologi-

schen Details erkennbar und in ein phosphoritähnliches, fluorhaltiges Gestein verwandelt.

Phosphor und Fluor scheinen aus dem Speisebreie und aus den phosphorsauren Salzen der Muskeln und des Blutes zu stammen, bei Vorkommen in Phosphoriten auch die angehäuften Exkremeante an ihrer Bildung Anteil zu haben. Das Gestein ist dicht, im Bruche muschelig und elfenbeinartig, zuweilen blätterig und faserig. Die chemische Umwandlung muß ziemlich rasch vor sich gegangen sein, bevor die Weichteile zerstört werden konnten.

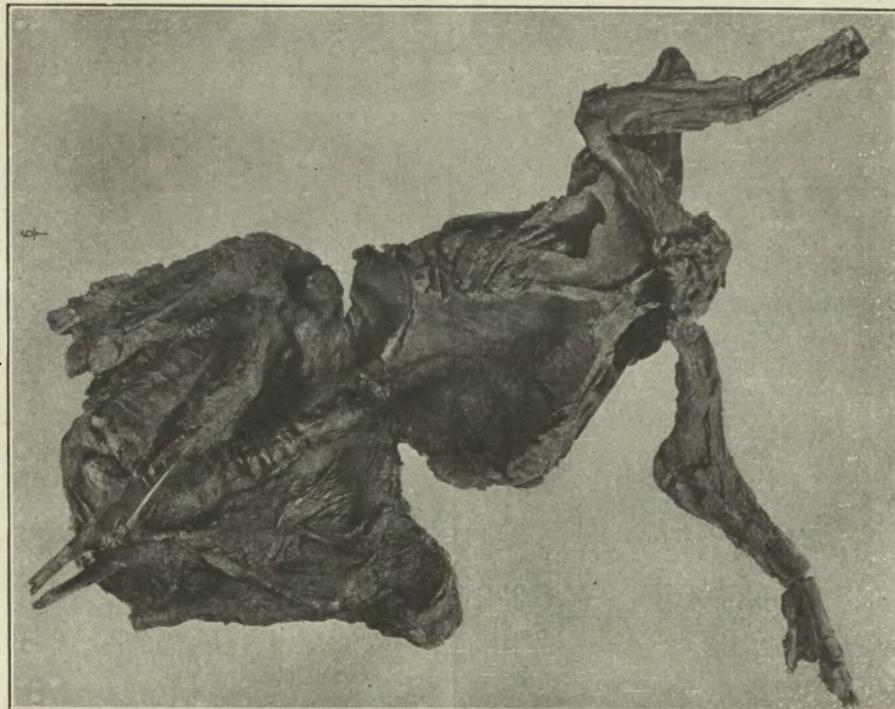


Fig. 440 Fossile Mumie von *Trachodon*, eines Dinosauriers aus der oberen Kreideformation von Wyoming, Nordamerika (nach H. F. Osborn)

Die Fossilien liegen in den sogenannten Fäulen, den weichen, tonigen Zwischenlagen der reinen Kalke. In einer Rifflagune unter regenreichem, tropischem Klima wurde durch abwechselnde Einbrüche des Meeres und Zuströmen süßen Wassers ein überaus feiner Kalkschlamm abgesetzt, in dem sich die kleinsten Einzelheiten der Organismen abdrückten (Fig. 396). Die Fährten der Tiere wurden ebenfalls bewunderungswürdig erhalten (Fig. 437). Das Festland bewohnende Tiere (Geobios), planktonische und nektonische Formen, wurden hier fast durchweg als Kadaver auf die Schlammfläche gespült, in der sie rasch einsanken und eingebettet wurden, bevor sie durch Aasfresser oder Bakterien zerstört wurden. Nur wenige Tiere, wie ein kleiner Molukkenkrebs, *Limulus*, lassen einen Todeskampf erkennen (Fig. 438). Bis

10 m weit konnte man die Kriechspur dieses Krebses verfolgen, bis man ihn traf und es ist deutlich zu sehen, wie er im Todeskampfe mit seinem Stachelschwanz den Boden schlug. Daneben erregen die zarten Abdrücke der Quallen, der mit Häkchen bewehrten Arme der Dibranchiaten (Fig. 439) und des Flügelgeäders der Insekten unsere Bewunderung.

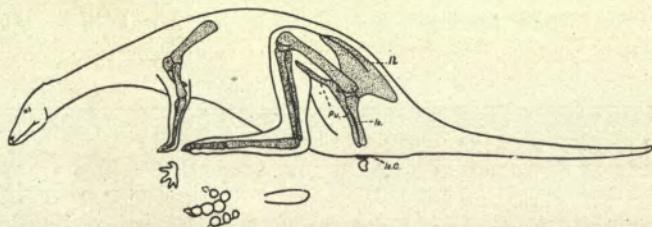


Fig. 441 Von einem sitzenden Dinosaurier eingedrückte Fährte (nach R. S. Lull)



Fig. 442 *Daemonelix*, Bau eines Nagetieres (*Stenociber*) in Nebraska, Nordamerika (nach einer Aufnahme der Morrill Collection of Geological Photographs, University of Nebraska, aus H. F. Osborn)

Auch bei Nusplingen in Schwaben kommen ähnliche fossilreiche lithographische Schiefer vor und aus den Liasschiefern von Holzmaden in Württemberg sind trefflich erhaltene Saurier (*Ichthyosaurus*, z. T. mit Hautbekleidung, *Plesiosaurus*, *Teleosaurus* u. a.) in großer Zahl in alle Museen gelangt.

Eine Pseudomorphose in vollendetster Weise stellen die sogenannten Mumien von *Trachodon annectens*, eines Dinosauriers aus der Oberkreide von Converse County, Wyoming, vor (Fig. 440). Das aufrecht stehend mehr als 4 m hohe Tier ist vollständig erhalten. Es liegt auf dem Rücken mit

hochgezogenen Hinterbeinen, ausgespreizten Vorderextremitäten, zurückgeborgenem Kopfe; die Bauch- und Brusthöhle sind aufgebrochen. Die Muskeln und die Hautbedeckung sind in dem überaus feinsandigen Materiale mit ganz seltener Genauigkeit wie in einem Abgusse erhalten. Man muß sich vorstellen, daß das Tier eines nattirlichen Todes gestorben und der Kadaver lange der trockenen Wärme ausgesetzt gewesen ist, bis er völlig mumifiziert war. Sodann wurde die Mumie rasch in Sand und Ton eingebettet, die einen vollständigen Negativabdruck der Körperformen schufen, bevor die Weichteile und Knochen durch die perkolierenden Wässer aufgeweicht und durch Auslaugung entfernt wurden und Kieselsäure an ihrer Stelle abgelagert wurde. Durch einen ähnlichen Auslaugungsprozeß sind von den Körpern der Opfer des Unterganges von Pompeji wunderbar genaue Hohldrucke in dem verfestigten Tuffe erhalten geblieben, die mit Gips ausgegossen werden konnten. Selten ist von einem Wirbeltiere nichts erhalten wie nur ein Abdruck seines Körpers, so daß alle Hartteile völlig verschwunden sind, ohne durch Mineralstoffe ersetzt zu werden.

Eine besondere Bedeutung haben die Fußspuren, *Fährten*, erlangt, die von den Tieren in den weichen Boden, Sand oder Ton, gedrückt worden sind und, von Sedimenten zugedeckt, sich erhalten haben. Wenn nun die Schichtfläche, die die damalige Landoberfläche darstellt, bloßgelegt wird, so sieht man in dem verfestigten Gesteine die Fährte oft mit großer Schärfe bewahrt und auf der Unterseite der Hangendschicht ihren Abguß, ein Modell der Sohle des Fußes. Das Studium der Fährten der Wirbeltiere, die *Ichchnologie*, hat eine große Bedeutung für die Lebensverhältnisse der Tierwelt der Vorzeit erlangt. Vom Devon ab findet man sie in allen Formationen, die entsprechende fazielle Bedingungen — rasch überdeckte Landbildungen — bieten. Oft sind diese Spuren überaus häufig in manchen Schichten erhalten, wie z. B. im Buntsandsteine der germanischen Trias (*Chirotheriumsandstein*) und Nordamerikas (*Connecticut sandstone*), in den oberjurassischen Plattenkalken Bayerns, im Wealden Nordwestdeutschlands u. a. O. Das eigentümliche dabei ist, daß in manchen dieser Horizonte Knochenreste überaus selten sind oder ganz fehlen.



Fig. 443
Daemonelix, zirka $2\frac{1}{2}$ m lange
 Röhre (nach O. A. Peterson)

Man nimmt dann an, daß die Tiere durch unwirtliche Steppen und Wüsten Wanderungen unternommen haben, um bessere Existenzbedingungen zu finden. Aus diesen Fährten erkennt man, ob sich die Tiere auf allen Vieren oder auf zwei Beinen, wie manche Dinosaurier, fortbewegt haben. Auch der Schwanz hat besonders in diesem Falle eine Spur hinterlassen, die geradlinig

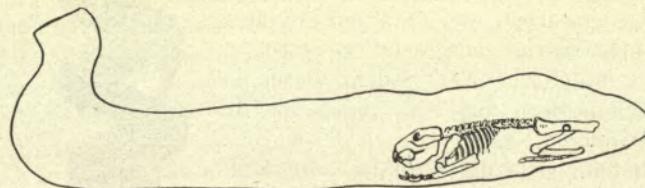


Fig. 444 Endstück eines *Daemonelix* mit Skelett von *Steenofer* (nach O. A. Peterson)

oder geschlängelt ist und an Stellen, an denen sich die Tiere niedergelassen haben, sieht man oft die entsprechenden Abdrücke des Körpers (Fig. 441). Aus den Fußspuren lassen sich Schlüsse auf die Größenverhältnisse der unbekannten Tiere ziehen und die Gangart erkennen, ob sie sich schreitend oder laufend bewegt haben oder ob die Spur im Ruhezustande eingedrückt

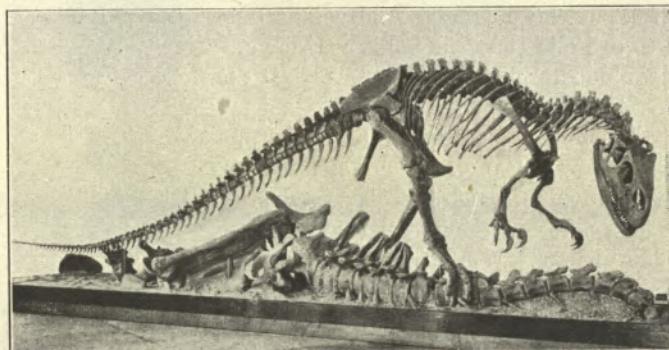


Fig. 445 *Allosaurus*, ein fleischfressender Dinosaurier, auf seiner Beute, einem Kadaver von *Brontosaurus* (nach einer Aufnahme des American Museum of Natural History)

wurde. Man hat aus den Fährten eine ganze Anzahl von Tierformen bestimmt, aber diese Methode ist überaus ungenau und es ist sicher, daß man viele Typen vereinen müssen, wenn erst einmal die dazu gehörigen Skelettteile bekannt sind.

Es sind wenige Beispiele von Erhaltung der Baue fossiler Wirbeltiere bekannt, deren merkwürdigstes die in den Harrison Beds (Untermiozän) Nebraskas vorkommenden und als *Daemonelix* (devils corkscrew) beschriebenen, schraubenförmig gewundenen und die horizontal gelagerten Schichten senkrecht durchsetzenden Fluchtröhren von Nagern sind (Fig. 442—444). Sie enden in einer erweiterten Kammer, die oft durch wenig geneigte Laufgänge mit der Oberfläche verbunden ist. Diese Baue sind von festem Sand-

steine erfüllt und daher sehr deutlich erhalten. Sie wurden ursprünglich als Pflanzenwurzeln gedeutet, später aber erkannte man ihre Ähnlichkeit mit den Gängen von Taschenratten (*Geomyinae*), die heute noch im nordamerikanischen Westen leben. In einigen hat man Skelette eines biberartigen Nagers (*Steneofiber fossor*) gefunden. Ähnliche, aber viel kleinere Baue sind aus den oberoligozänen Brackwasserschichten Oberbayerns bekannt geworden.

Zu den Lagerplätzen fossiler Tiere muß man die Bären- und Hyänenhöhlen rechnen, in denen man diese Raubtiere und deren Beutetiere oft in großer Zahl in Höhlenlehm eingebettet findet. Die Knochen der letzteren zeigen noch die Fraß- und Nagespuren. Die Tischoferhöhle bei Kufstein in Tirol, die Lettenmaierhöhle bei Kremsmünster in Oberösterreich, die „Fuchslücken“ bei Eggenburg in Niederösterreich sind einige der verhältnismäßig häufigen Beispiele.



Fig. 446 Koprolith von *Ichthyosaurus*

In nicht zu großer Entfernung voneinander hat man im oberen Jura von Wyoming ein fast vollständig erhaltenes Skelett von *Allosaurus* und stark angenagte Reste von *Brontosaurus* gefunden. Bei diesen lagen ausgebrochene Zähne jenes Raubdinosauriers, von dessen Gebiß auch die Nagespuren sicher herrühren. Das mächtige Raubtier ist nun, mit seiner Beute aufgestellt, eines der schönsten Schaustücke des New Yorker Museums (Fig. 445). Auch der *Diplodocus Carnegiei* des Pittsburgher Museums zeigt die Spuren von Zähnen an einigen Extremitätenknochen.

Manche Anhäufung von Resten des Höhlenbären beruht aber auf Zusammenschwemmung durch unterirdische Flußläufe. Öfter sind Hunderte von Schädeln und andere Skeletteile, die oft deutliche Abrollung zeigen, im Höhlenlehm eingebettet. In manchen Bärenhöhlen findet man Spuren des Diluvialmenschen, der wohl von der erwünschten Wohnstätte Besitz ergriffen hat und nun die geringen Spuren seines primitiven Lebens in einer Kulturschicht mit denen der diluvialen Räuber hinterließ.

Unter ganz günstigen Umständen kann der Mageninhalt fossiler Tiere uns einen Aufschluß über ihre Nahrung geben, wie es der Fall bei den Mammuthen und Nashörnern Sibiriens ist. Es waren dies Zweige von Weiden, Birken und Nadelhölzern. In der Magenhöhle von *Diprotodon australis*, eines

Riesenbeuteltieres des australischen Diluviums, hat man Blätter und Zweige von strauchartigen Gewächsen der Salzsteppen nachweisen können. In der Leibeshöhle von Ichthyosauriern sind bis zehn junge Exemplare beobachtet



Fig. 447 Infolge Verletzung verwachsene Schwanzwirbel von *Diplodocus*
(Aufnahme nach einem Gipsabgusse)

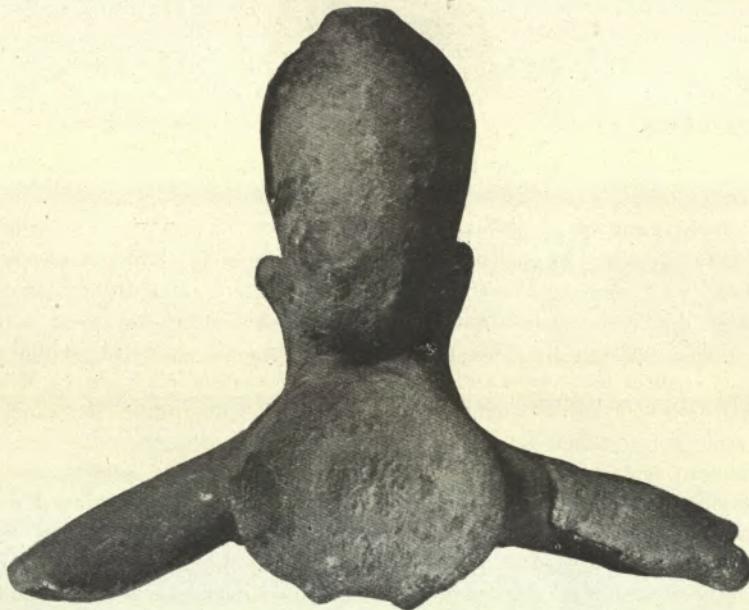


Fig. 448 Pachystose eines Sirenenwirbels

worden. Es ist die Frage erörtert worden, ob es sich um Embryonen oder um verschlungene Brut handelt. Es scheinen beide Fälle vorzuliegen. Im Körper eines Haies aus dem Lias Württembergs hat man 250 Belemniten gefunden.

Robben, Vögel, besonders große Laufvögel und Reptilien, z. B. Krokodile, verschlucken Steine, meist Quarzgerölle, die bei der Verdauung zur mechanischen Zerkleinerung der Nahrung dienen. Diese erhalten durch die Reibung und wohl auch durch den Einfluß der Magensäure eine hochglänzende, wie polierte Oberfläche und werden als Magensteine, Gastroolithen, bezeichnet. Man hat in den Kadavern fossiler Tiere, wie *Plesiosaurus*, *Elasmosaurus*, Dinosaurier und Vögel, solche polierte Steine, die die Größe von einer Walnuß bis zu 4 Zöll im Durchmesser erreichen, gefunden und sie als Magensteine gedeutet. Wenn dies auch in manchen Fällen zutreffen mag, so ist doch große Sorgfalt bei dieser Entscheidung am Platze, da sich in den Dinosaurierschichten des oberen Jura Utahs (Nordamerika) zahlreiche Gerölle von Quarz und Hornstein finden, die Fett- oder Seiden-



Fig. 449 Pachyostose am Fischskelette

glanz zeigen, aber in so großer Zahl auftreten, daß man sie unmöglich als Magensteine ansehen kann, selbst wenn man annimmt, daß die Dinosaurier die Kiesel, wie etwa die Vögel, im Gewölle wieder von sich gegeben hätten. Es deutet die Nähe der Wüste darauf hin, daß man es wohl nur mit „Wüstenlack“ zu tun hat, der sich in der Vorzeit wie heute gebildet hat.

Koprolithen (Fig. 446), versteinerte Exkremeante, sind in manchen Schichten überaus häufig, so besonders in den sogenannten Bonebeds (Anhäufungen von Knochenresten, Zähnen, Schuppen u. dgl.), wie sie z. B. in der schwäbischen Trias auftreten und in den Phosphoriten (siehe S. 380) verschiedener Lokalitäten, die als fossile Guanoablagerungen angesehen werden. Aus den Koprolithen ist die Tierklasse, der sie zugeschrieben werden sollen, nur sehr schwer zu erkennen. Oft ist nicht zu entscheiden, ob sie von Reptilien oder Fischen stammen. Aus dem Perm von Texas kennt man wohlerhaltene Stücke, die Stegocephalen zugehören und eine schraubenförmige Drehung zeigen. In Koprolithen kann man noch die Nahrungsüberreste, wie Knochen, Konchylienschalen, Foraminiferen und Radiolarien und Bakterien erkennen. Die früher als riesige Diatomeen gedeuteten, in Triasgesteinen auftretenden *Bactryllien* dürften Exkremeante von Krebschen sein.

Vielfach sind traumatische und pathologische Verletzungen des Skelettes zu sehen, wie geheilte Knochenbrüche des Schädels, der Rippen, Extremitäten oder des Schwanzes. So sind bei *Diplodocus Carnegiei* an drei Stellen je zwei Schwanzwirbel zusammengewachsen (Fig. 447). Ob dies darauf hindeutet, daß das Tier seinen Schwanz als Waffe benutzte, ist mindestens fraglich. Ähnliches ist bei fossilen und rezenten Walen zu beobachten. An den Extremitätenknochen der größeren Tiere der Fauna von Pikermi zeigen sich scharfe Brüche, die kurz vor der Zerstörung der Weichteile entstanden sein müssen, so daß der Schluß gezogen wird, die Tiere seien durch Sprung oder Sturz von einer hohen Uferwand in ein Bachbett verunglückt. Vielleicht röhren sie aber vom Transporte der Kadaver durch den Wildbach her.

Exostotische Veränderungen der Knochen finden sich bei Höhlenbären infolge Gicht. Auch andere Knochenerkrankungen kennt man, ohne daß aber eine sichere Diagnose möglich wäre.

Pachyostose oder Hyperostose (Verstärkung der Knochen zum Schutze gegen äußere Einwirkung, z. B. beim Leben in der Brandung, teilweise aber wohl auch krankhaft) entwickelt sich bei tertiären Sirenen und man kann ihr Fortschreiten bei den jüngeren Formen erkennen, z. B. *Pachyacanthus Suessi* der sarmatischen Stufe des Wiener Beckens (Fig. 448). Dieselbe Erscheinung zeigen Bartenwale. Auch bei Fischen wird sie beobachtet, wie *Caranx carangopsis* aus dem sarmatischen Tegel von Wien zeigt (Fig. 449).

Bei Höhlenbär, *Mastodon* und *Mosasaurus*, kennt man Zahnkaries. Bei manchen Fossilien läßt sich erkennen, daß die Tiere erst nach einem Todeskampfe in das Sediment eingebettet wurden, wie bei Reptilien und Fischen die krampfartige Krümmung des Körpers zeigt oder bei *Limulus* (siehe oben) beobachtet worden ist.

Wichtige Aufschlüsse über den Zahnwechsel haben uns besonders elefantenartige Tiere der Vorzeit geliefert, bei denen die noch nicht durchgebrochenen Ersatzzähne beobachtet werden konnten. Diese am Individuum gemachten ontogenetischen Feststellungen sind begreiflich von großer Tragweite für die Stammesgeschichte (Phylogenie).

Niedere Tiere

Wenn Insekten in feinkörnige und feingeschichtete Sedimente, besonders in kalkigen Ton, in dem allein sie sich in der Regel erhalten können, eingebettet werden, verwandelt sich das Chitin in kohlige Substanz, die als dünner Belag die Schichtfläche bedeckt. Oft fehlt sie aber und es ist nur der Abdruck übrig. Auf diese Weise sind bisweilen die zartesten Insektenflügel bewunderungswürdig konserviert. Eine ganz eigenartige Erhaltungsweise ist die durch flüssiges Baumharz, das später erhärtet und einen völligen Luftabschluß bewirkt. In dem an den Stämmen herabfließenden oder herabtrüpfelnden Harze werden kleinere Tiere, besonders Insekten festgehalten und eingeschlossen und dadurch vor der Verwesung bewahrt. Dies ist z. B. heute der Fall bei *Canarium bengalense*, dessen Harz als

Kopal bekannt ist. Darin sind vielfach Insekten, Schmetterlinge, Mücken, Käfer oder Ameisen eingeschlossen, die durch Auflösung des Harzes so frisch zu Tage kommen, daß sie wie eben gefangene Stücke präpariert werden können. Nach längerer Zeit tritt aber eine Zersetzung der organischen Substanz ein, die bis auf eine kleine Menge Staubes verschwindet. Dies ist der Fall bei den Bernsteininsekten, von denen nur mehr ein die kleinsten Einzelheiten des Körpers wiedergebender Hohlräum erhalten ist, der von einer weißen Emulsion ausgekleidet ist und in dem sich ein wenig kohligen Staubes befindet. Der Bernstein ist fossiles Harz der Bernsteinfichte, *Pinus succinifera* und anderer Koniferen, die vermutlich im Obereozän einen großen Teil des baltischen Gebietes bedeckten. In ihrem Harze sind nun etwa 2000 Insektenarten, Pflanzenreste und sogar eine kleine Eidechse, Frösche, Vogelfedern und die Haarbekleidung von Säugetieren erhalten, die uns einen unverhofften Einblick in die Flora und Mikrofauna jener Zeit gewähren.

Hartschalige Krebse sind meist recht günstig erhalten, das Chitin verschwunden, der Panzer völlig verkalkt, verkieselst, vererzt, oft in Konkretionen eingeschlossen. Weichschalige Krebse sind wegen ihres zarteren Chitinpanzers fast stets flachgedrückt, bisweilen nur als Abdrücke erkennbar. In den Solnhofener Plattenkalken ist der Panzer noch als glänzende, lichtbraune, sehr harte Substanz (vermutlich noch chitinös) erhalten.

Die fast ganz auf Silur und Devon beschränkten *Gigantostraca* sind teilweise als Abgüsse erhalten, die die feinsten Details der Oberfläche des Panzers zeigen, teilweise ist dieser als kohlinger Belag vorhanden oder in manchen Fällen ein bräunlich glänzendes Häutchen zu sehen, das wohl ein Mineralüberzug ist. Die Trilobiten besitzen einen dünnen Panzer, der aus abwechselnden Lagen von phosphorsaurem und kohlensaurem Kalk gebildet ist. Er ist oft erhalten, vielfach aber liegt nur ein Abguß vor. Der phosphorsaure Kalk ist vielleicht eine sekundäre Bildung. Die Entwicklung der Trilobiten ist durch Funde von Eiern (?) und der Larven ziemlich genau bekannt geworden. Die meisten haben wohl die Fähigkeit besessen, sich einzurollten und so die Weichteile und Gliedmaßen der Unterseite zu schützen, deren Kenntnis uns auf diese Weise zuerst vermittelt worden ist. Indem man die eingerollten Tiere durch Schnitte zerlegte, ist es gelungen, die Organisation dieser Körperpartien sehr genau zu studieren. Erst später haben überaus günstige Funde auch die zarten Extremitäten, Antennen usw. gezeigt. Die Cirripedier besitzen Kalzitschalen, die großenteils unverändert erhalten sind.

Bei den niederen Tierklassen ist für die Konservierung der fossilen Reste die Unterscheidung der Modifikation des Kalkes sehr wichtig, aus dem die festen Körperteile aufgebaut sind. Es kommt Kalzit und Aragonit (wohl infolge organischer Beimengungen abweichend und daher durch einige Zeit von mancher Seite als Conchit bezeichnet) vor. Der erstere ist viel schwerer löslich und daher sind daraus bestehende Skeletteile meist erhalten. Von fossilen Resten darf man aber nicht ohneweiters auf die Beschaffenheit der ursprünglichen Schale schließen, da wohl meist eine chemische Veränderung eingetreten, z. B. Kalzit an Stelle von Aragonit

abgelagert worden ist. Die Untersuchung der Kalkschalen verschiedener Tierklassen hat folgendes ergeben:

Unter den *Dibranchiaten* besitzen die Belemniten eine aus Kalzit bestehende feste Kalkscheide (Rostrum), die fast stets gut erhalten ist. Bisweilen ist der Kalk stark bituminös. Die Rostra sind zuweilen zerrissen und gezerrt, zeigen aber meist noch die Struktur des Innern. Der Schulp der Tintenfische ist aus Aragonit, zum Teil mit Hornlagen, gebildet und daher bei seiner porösen Beschaffenheit selten erhaltungsfähig. In sehr feinkörnigem Materiale ist er wie auch die Weichteile, Rumpf, Kopf und Arme, der Tiere oft als Abdruck zu beobachten. Auch der Tintenbeutel ist bisweilen erhalten und sein Inhalt in eine dichte, kohlenartige Substanz verwandelt. Es ist überaus auffällig, daß bisher noch keine Spur des Tieres fossiler *Tetrabranchiaten* bekannt geworden ist, trotzdem die *Nautiloideen* und *Ammonoideen* so zahllos in so vielen Formationen und über die ganze Welt verbreitet vorkommen. Es ist dafür noch keine hinreichende Erklärung gefunden worden. Die Schale der heutigen *Tetrabranchiata*, mit Ausnahme von *Argonauta*, besteht wie bei *Nautilus* aus Aragonit und wir müssen annehmen, daß dies auch der Fall bei den fossilen Formen gewesen ist, deren Gehäuse uns wohl selten in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung überliefert sind. Es scheint dies der Fall zu sein, wenn die Perlmutterschicht erhalten ist, die noch das Farbenspiel zeigt. Manche fossile Schalen bestehen aus Kalzit, der wohl eine sekundäre Bildung ist. Oft sind sie durch ein buntschillerndes Häutchen von Pyrit von der Ausfüllung des inneren Hohlraumes geschieden, bisweilen ganz in Pyrit verwandelt oder das ganze Gehäuse ist davon erfüllt (vererzt).

Die *Aptychen*, die Verschlußdeckel der Ammonitengehäuse, bestehen aus Kalk und einer hornigen Schicht an der Innenseite. Sie sind oft in großer Zahl erhalten, während keine Spur der Schale vorliegt. Man muß daher wohl annehmen, daß sie aus Kalzit bestehen und erhalten blieben, während die Schalen aufgelöst worden sind und den Kalk für die Gesteinsmasse (*Aptychenkalk*) geliefert haben. Die horngige Schicht ist in manchen Gesteinen, besonders Schiefern, als kohlinger Überzug erhalten. Darauf hat man die Gruppe der *Cornei* — der hornigen Aptychen — begründet, die daher auf einem Irrtume beruht. In seltenen Fällen sind Ammonitengehäuse gefunden worden, deren Mündungen durch Aptychen geschlossen waren. Meist ist die Schale vollständig aufgelöst, nur die Ausfüllung, ein Modell ihres Innern, der Steinkern, übrig. Die Auflösungen und chemischen Umwandlungen setzen voraus, daß das von Tag zusitzende Wasser Zutritt zu dem organischen Reste hatte. Wenn nun, wie in einem wasserundurchlässigen Tone, sein Einfluß sehr gehemmt, wenn nicht ganz verhindert ist, so sind die Veränderungen, die die Fossilreste durchmachen, weit geringer und diese sind viel besser erhalten. In Sanden werden Konchylien durch die Sickerwässer ausgelaugt, sie verlieren zuerst die Farbe und das Konchiolin, sie werden kreidig, brüchig und wenn die Zerstörung noch weiter fortschreitet, verschwindet die Kalkschale ganz. Dabei hat gewöhnlich der Kalk der Schale dazu gedient, das Material zu verfestigen, so daß diese festen Steinkerne meist auch in verfestigtem Sedimente stecken

(Fig. 450). Auf diese Weise geht die Verkonkretionierung und die Bildung fester Bänke vor sich. Oft zeigen Steinkerne von sehr dünnchaligen Konchylien fast jede Skulptur der Oberfläche. Wenn durch Auflösung einer Schale im Sedimente ein Negativabdruck ihrer Außenseite entstanden ist, der



Fig. 450 Steinkerne und Abdrücke von Muscheln in Sandstein

durch feinkörniges Material ausgefüllt wurde, so entsteht ein genaues Modell des Gehäuses, ein sogenannter Skulptursteinkern. Dies ist besonders



Fig. 451 Skulptursteinkern eines Ammoniten. Zeigt noch Teile der Schale.

in sehr kalkreichen Sedimenten der Fall. Bei diesem an die Verdrängungspseudomorphose der Minerale erinnernden Vorgange wirken Kieselsäure, kohlensaurer Kalk und Metallverbindungen (besonders Pyrit) mit (Fig. 451).

Wenn ein Cephalopodengehäuse im Sedimente eingebettet wird, erfüllt dieses nach der Verwesung des Tieres zuerst den Wohnraum und dringt wohl durch die kleine Öffnung des Sipho in die Luftkammern ein, ohne daß eine Verletzung der Wände stattfindet. Wird dieses Material verfestigt und die Schale aufgelöst, so ergeben sich sehr genaue Abgüsse dieser Luftkammern (Fig. 452). An diesen Steinkernen sind die für die Bestimmung der Formen so überaus wichtigen Anheftungslinien der Kammerscheidewände an die Innenwand des Gehäuses (*Suturen, Lobenlinien*) vertieft zu erkennen. An manchen Stücken aber ist zu beobachten, daß das Sediment nicht in die Luftkammern eingedrungen ist, sondern daß diese leer geblieben



Fig. 452 Steinkern eines Ammoniten mit fein verästelten Suturlinien

sind oder es haben sich dort infolge Diffusion wie in einer Hohldruse Kristalle gebildet, die den Raum auskleiden oder ganz erfüllen (Fig. 453).

Oft ist aber von der Schale nichts erhalten wie eine leichte Reliefskulptur auf einer Schichtfläche. Meist ist sie auch noch durch Streckung verzerrt. Die Entstehung dieser in dünn geschichteten, feinkörnigen Gesteinen, Schiefern, Plattenkalken, häufigen Erhaltungsweise ist sehr verwickelt (Fig. 173). Das Gehäuse ist ursprünglich flach auf der Schichtfläche gelegen. Die Auflösung der etwas in den Schlamm eingesunkenen Schale ist anscheinend auf der Unterseite zuerst erfolgt, da sich keine Trennung des Fossils von der Schichtoberfläche zeigt. Dann ist der Rest erst von Sediment zugedeckt worden, die Schale wurde völlig aufgelöst und durch den Druck der Hangendschichten trat eine Flachdrückung des Reliefbildes ein. Bisweilen liegt dieses auf einer sockelartigen Erhöhung der Schichtfläche und die Hangendschichten zeigen eine leichte Aufwölbung. Diese Erscheinung wird durch den Auftrieb der Verwesungsgase des Tieres erklärt.

Die Schalen der Gastropoden bestehen aus Aragonit, nur wenige Formen, wie *Patella*, *Scalaria* u. a. aus Kalzit, die Scaphopoden aus Aragonit. Die meisten Bivalven (die mit zwei Schließmuskeln versehenen Dimyarien) bilden ihre Schale aus Aragonit, die weit weniger zahlreichen Geschlechter der Monomyarien (mit einem Schließmuskel), wie *Ostrea*, *Pecten*, *Anomia*, *Lima* aus Kalzit, während andere, wie *Pinna*, *Mytilus*, *Trigonia*, die Außenschicht aus Kalzit, die Innenschicht aus Aragonit aufbauen. Die Schalen der meisten Brachiopoden bestehen aus Kalzit.

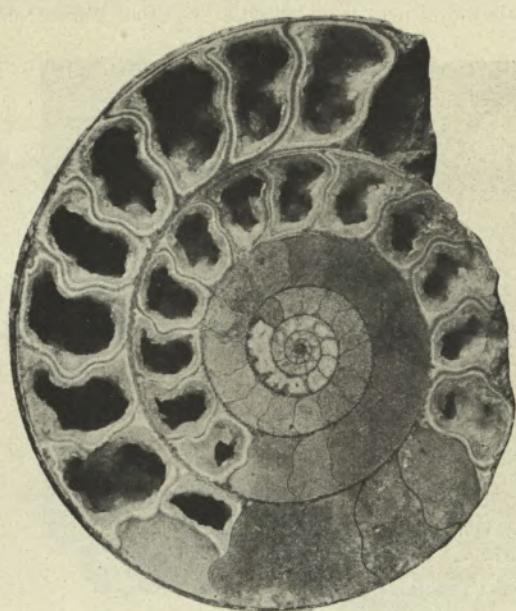


Fig. 453 Durchschnitt durch einen Ammoniten, dessen Luftkammern zum Teil mit Kalkspatkristallen ausgekleidet, zum Teil von Sediment erfüllt sind.



Fig. 454
Aus Kalkstein herausgewitterte
Steinkerne von Konchylien

Darnach richtet sich nach dem Vorhergesagten die bessere Erhaltungsweise der Gehäuse. Die Brachiopoden sind meist, die Bivalven seltener geschlossen, da sich diese beim Tode des Tieres infolge rascher Zerstörung des Schließmuskels größtenteils öffnen. In wasserundurchlässigen Sedimenten sind auch die Aragonitschalen meist erhalten, während sie sonst kreidig ausgelaugt oder ganz aufgelöst sind und nur die Steinkerne vorliegen. Die Schalen der Mollusken sind vielfach zerbrochen, oft zu Muschelgrus (Lumachelle) zerrieben. Bei diesem Zerstörungswerke sind hauptsächlich die Krabben und wohl auch Rochen beteiligt.

Nicht selten kann man beobachten, daß die Schalen verkieselst sind, so daß sie bei der Verwitterung auf der Gesteinsoberfläche hervortreten (Fig. 454). Solche Schalen sind sehr einfach dadurch aus dem meist leichter zerstörbaren Muttergesteine herauszulösen, daß man dieses mit verdünnter Salzsäure auflöst. Auch Umwandlung in Pyrit und andere Metallverbindungen

kommt vor. In vielen festen Kalksteinen sieht man das Innere von Cephalopoden, Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden durch Diffusion von weißem oder hellgelbem Kalzit erfüllt, während das Muttergestein dunkel ist (Fig. 455). Dadurch heben sich die fossilen Reste, besonders auf geschliffenen Gesteinsflächen sehr hübsch ab und es wird diese Erscheinung daher bei Ziersteinen geschätzt. Bisweilen ist auch das Innere des Gehäuses wie eine Hohldruse von Kristallen, besonders Aragonit, ausgekleidet. In manchen alpinen Kalken ist ein Teil des Innern großer Bivalven von rotem, der andere von weißem Kalkstein ausgefüllt. Da die Rotfärbung auf eine Beimengung von Terra rossa zurückzuführen sein dürfte, ist ein Wechsel in

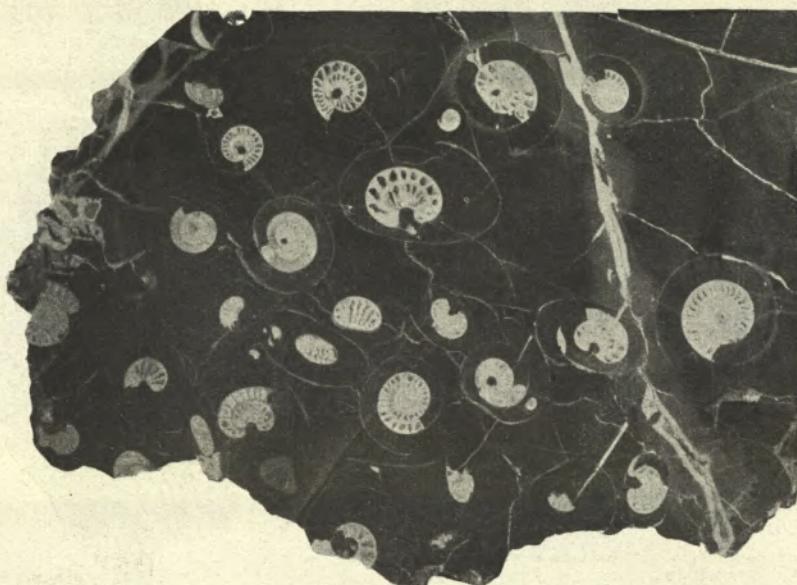


Fig. 455 Ammonitenkalkstein. Die Luftkammern der Gehäuse sind zum Teil mit weißem Kalkspat gefüllt, zum Teil Hohldrusen, die Wohnkammern sind mit dem roten Muttergestein ausgefüllt.

der Sedimentation anzunehmen oder die Schale wurde, nachdem ein Teil schon von diffundierenden Wässern mit Kalk ausgefüllt war, verletzt, so daß der Kalkschlamm eindringen konnte. In manchen Fällen ist die durch Auflösung des Fossils im schon verfestigten Gesteine entstandene Höhlung durch ein jüngeres Sediment gefüllt worden. Im eozänen Mokattamkalke Ägyptens sind Fossilienschalen mit Cölestin ausgefüllt, der zuweilen bei Korallen das Skelett oder bei Konchylien die Schalen ersetzt.

Die so vielgestaltigen Kolonien der Bryozoen bestehen wenigstens teilweise (*Ectoprocta*) aus Kalzit. Die Hartteile der Echinodermen sind durchwegs daraus aufgebaut, so daß sie selbst aus den ältesten Formationen treiflich erhalten vorliegen. Bisweilen ist an Stelle des Kalkspates Pyrit abgelagert wie auf den herrlichen Platten mit Crinoiden und Asterozoen der Bundenbacher Devonschiefer (Hunsrück). Auch Verkieselung kommt vor.

Serpula besitzt eine Kalkspatröhre, wie vermutlich auch die übrigen Röhrenwürmer. Eine ganz wunderbare Erhaltungsweise von Weichtieren von Würmern, Medusen, Holothurien und verschiedenen Arthropoden (Trilobiten, *Merostomata*, *Malacostraca* und *Branchiopoda*) hat das Mittelkambrium von Britisch Kolumbien kennen gelehrt, wo in Kieselschiefern die zartesten Einzelheiten mit einer vorher unbekannten und unverhofften Genauigkeit überliefert worden sind (Fig. 456, 457). Der überaus feinkörnige Schiefer ist in ruhigem, schlammigem Wasser abgelagert und besitzt eine ausgezeichnete Spaltbarkeit.

Bei den Graptolithen hat die Hülle, das Periderm, wahrscheinlich aus Chitin bestanden und ist meist als dünnes, bituminös kohliges, häufig mit Schwefelkies imprägniertes Häutchen erhalten, bisweilen auch in ein grünlichweißes, seidenglänzendes Silikat (Güm belit) verwandelt. Es ist auf diese Weise besonders in feinkörnigen Schiefern jedes Detail der zarten Struktur dieser Polypen gut zu erkennen.

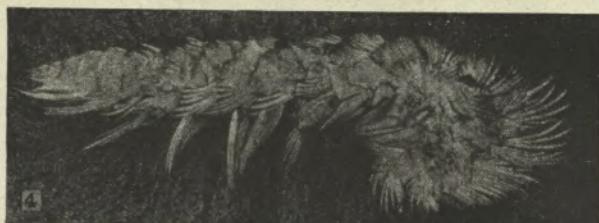


Fig. 456 Abdruck eines Anneliden (Borstenwurmes) aus mittelkambrischen Kieselschiefern, 2mal vergrößert (nach Ch. D. Walcott)

Von Medusen sind meist nur Abdrücke, aber wie bei Solnhofen und im Mittelkambrium Kanadas bisweilen mit vielen Details erhalten. Ausgüsse der Gastralhöhle sind in Gestalt mehrlappiger Körper oft nicht ganz mit Sicherheit nachgewiesen.

Das Skelett der Hydrokorallen besteht aus Aragonit, das der Korallen zum Teil aus Aragonit (*Zoantharia* und *Helicopora*), zum Teil aus Kalzit (*Aleyonaria*). Doch tritt oft eine chemische Umsetzung ein und wie verkieselte Korallenstücke vorkommen, dürfte auch öfter Kalkspat den Aragonit verdrängen. Die Dolomitisierung der Korallenkalke ist erwähnt worden. Die Kalkschwämme bauen ihr Skelett aus Kalzit auf, ihr Erhaltungszustand ist aber wegen der leichten Zerstörbarkeit der Skelettelemente und der Struktur durch fortschreitende Verkalkung meist schlecht. Gewöhnlich liegen nur die einzelnen Nadeln vor, die aber oft in Kieselerde umgewandelt sind, so daß man aus der Beschaffenheit der Substanz keinen Schluß auf die systematische Stellung ziehen darf, da die Skeletteile der Kieselschwämme auch verkalkt sein können. Hornschwämme werden beim Fossilisationsprozesse ganz zerstört. Bei Kieselschwämmen ist die ursprünglich amorphe Kieselerde in kristallinische umgewandelt oder aufgelöst und dafür Eisenoxydhydrat abgesetzt. Radiolarien besitzen ein aus Acanthin (einer organischen Substanz) oder aus glasheller, amorpher Kieselerde ge-

bildetes Skelett. Letzteres ist allein erhaltungsfähig und in kalkigen oder tonigen Sedimenten meist gut konserviert. In kieseligen Sedimenten tritt oft eine Auflösung ein. Viele Hornsteine, Kieselschiefer, Jaspise, Wetzsteine sind großenteils aus Radiolarien aufgebaut (Radiolarite). Zuweilen sind auch in solchen Gesteinen die Skelette unverändert erhalten oder in Kalk oder eine Eisenverbindung verwandelt.

Von den Schälchen der Foraminiferen sind die chitinösen nicht erhaltungsfähig, die kieseligen verkitten Sandkörnchen zu einer festen Hülle, weitaus die Mehrheit besitzt aber eine kalkige Schale (Kalzit). Es treten auch in dieser Gruppe Umwandlungen, besonders Verkieselung ein. Foraminiferen sind in vielen Sedimentgesteinen erhalten und nehmen bisweilen, wie



Fig. 457 Abdruck eines Krebstieres aus mittelkambrischen Kieselschiefern, 3mal vergrößert (nach Ch. D. Walcott). Die inneren Organe sind durch den dünnen Panzer sichtbar.

gezeigt, einen hervorragenden Anteil an deren Zusammensetzung. Im Dünnschliffe sind sie meist noch zu bestimmen und geben wichtige Fingerzeige für die Altersbestimmung und fazielle Deutung der Sedimente. Oft sind sie als Steinkerne erhalten, die aus Glaukonit (Kalieisenoxydsilikat), zuweilen auch aus einem Phosphate bestehen. Die Hauptmasse der Glaukonitsande, die rezent und fossil eine so weite Verbreitung besitzen, wird aber durch Konkretionierung gebildet.

* * *

Die aus Lehm aufgebauten Wespennester aus dem Oligozän von Flörsheim sind ein seltenes Beispiel der Erhaltung von Wohnstätten niederer Tiere. Aus den kalkigen Gehäusen von Phryganidenlarven sind die Indusienkalke der jüngeren Formationen, besonders des Tertiärs, gebildet, deren Entstehung man heute noch an Bächen beobachten kann, in denen sich Sinter absetzen.

Die Bohrlöcher von Bohrmuscheln und Schwämmen sind in Litoralbildungungen häufig. Manche Blöcke, die im Bereiche der Brandung gelegen hatten, sind davon ganz durchlöchert; sie geben uns einen genauen Pegel für den damaligen Wasserstand. Bisweilen stecken die Schalen der Tiere noch in den Gängen oder diese sind von jüngeren Sedimenten erfüllt. In manchen dünnenschichteten, feinkörnigen Gesteinen sind die Kriechspuren verschiedener Tiere erhalten, wie z. B. in den Solnhofener Plattenkalken, wo *Limulus*, Dibranchiaten (Fig. 437—439), der freischwimmende Crinoide *Succocoma* u. a. ihre Fährten hinterlassen haben. Aus dem Kambrium Nordamerikas kennt man Kriechspuren von Würmern und Trilobiten (Fig. 458) und viele andere Formationen haben ähnliche Reste geliefert, die aber nicht immer mit Sicherheit zu bestimmen sind.



Fig. 458 Fährten von Trilobiten, $\frac{1}{8}$ der nat. Größe (nach Ch. D. Walcott)

Als Kriech-, Fress- oder Laichspuren und Wohnröhren von Würmern, Schnecken und anderen niederen Tieren werden von manchen Forschern zum großen Teil die sogenannten Hieroglyphen und die früher als Fukoiden (Meeresalgen) angesprochenen Gebilde gedeutet, die in allen Formationen auftreten, aber besonders in kretazischen und eozänen Schichten mangels anderer Fossilien von Bedeutung und unter den verschiedensten Namen beschrieben worden sind (Fig. 459, 460, 461). Während dies wohl für solche Formen, die durch die Gesteinsschichten hindurch reichen oder sich durchkreuzen, zweifellos richtig ist, ist diese Frage bei anderen nicht so leicht zu entscheiden. In fossilen Hölzern sind die Bohrgänge von Bohrmuscheln (*Teredo*), von Gestein ausgefüllt, erhalten. Oft ist die Holzsubstanz ganz durch Kalk ersetzt, der diese wurmförmigen Ausfüllungsgebilde verkittet (Fig. 462, 463). Als *Scolithus* (*Sabellarites*) werden die orgelpfeifenartig angeordneten Wohnköcher von Würmern des Pfeifenquarzits bezeichnet, die an die Röhrenkolonien von *Sabellaria* in den Watten der Nordsee erinnern und aus Quarzsand mit Kieselsäure-Gel als Bindemittel aufgebaut sind. Ähnliche Bildungen, die als *Scolithus* oder *Piperocks*

(Pfeifensteine) beschrieben werden, können auch durch aufsteigende Luftblasen in ausgetrocknetem und überflutetem Sande entstehen.

Es sind mancherlei Fälle von Wohnungsgenossenschaft unter Fossilien bekannt geworden, die Würmer, Korallen, Bryozoen, Bohrschwämme, Bohrmuscheln betreffen, die in und auf den Schalen von Konchylien und auf den Panzern von Krabben angesiedelt sind. Ebenso findet man häufig Balaniden auf Konchylien aufsitzten und deren Skulptur nachahmen (*Mimetismus*).



Fig. 459 Helminthoidea (Wurmkriechspur)

Echter *Parasitismus* ist überaus selten. Durch schmarotzende Würmer (Myzostomarier) werden die Stiele von Crinoiden angebohrt, wobei blasenförmige Schwellungen entstehen, die von den Schmarotzern bewohnt werden. Solche Fälle sind schon aus dem Karbon bekannt geworden.

Von *Symbiose* sind nur wenige Beispiele beobachtet worden. Aus dem Unterdevon der Eifel kennt man einen Korallenstock (*Pleurodictyum problematicum*), in dessen Basis ein Wurm eingesenkt ist (Fig. 464). Solche Fälle kommen auch rezent vor und es scheint sich vielleicht auch hier nur

um ein Aufwachsen der Koralle auf eine Wurmröhre zu handeln. Sichere Symbiose dürfte in der *Kerunia* vorliegen (Fig. 465), die aus dem Eozän



Fig. 460 Hieroglyphen, vielleicht Exkremeante niederer Tiere

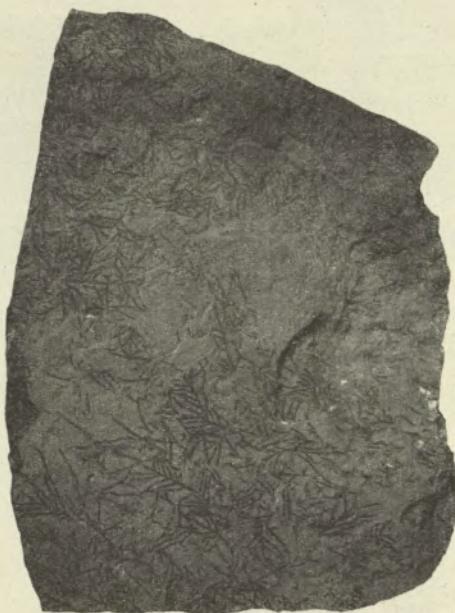


Fig. 461 Chondriten, fälschlich Fukoiden genannte Spuren niederer Tiere

Ägyptens beschrieben wurde. Es ist dies ein Gastropodengehäuse, auf dem eine Hydrakinie sitzt und das von einem Einsiedlerkrebs bewohnt wurde. Ganz ähnliche Beispiele finden sich auch noch heutzutage.

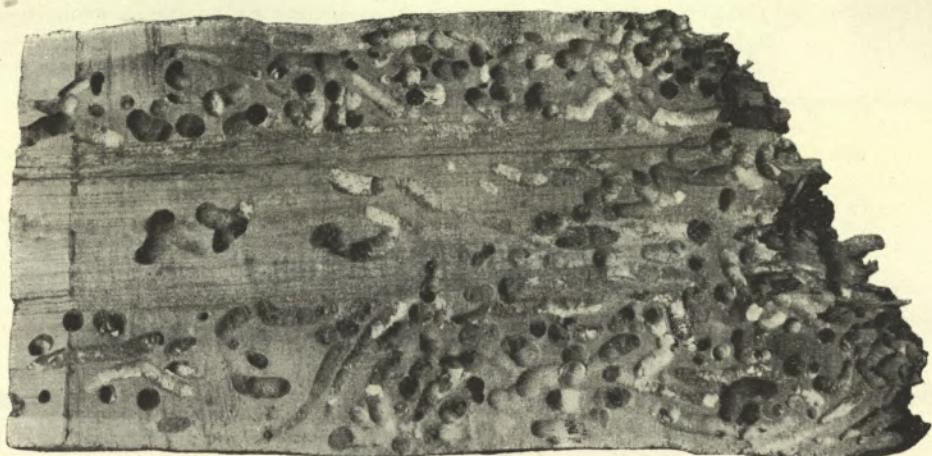


Fig. 462 Von Bohrmuscheln zerfressenes Holz



Fig. 463 Bohrgänge von Bohrmuscheln, von Sediment aus gefüllt und verkittet.

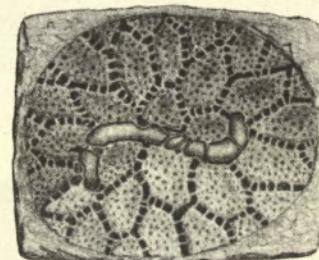


Fig. 464 Pleurodictyum mit einem in Symbiose lebenden Wurme

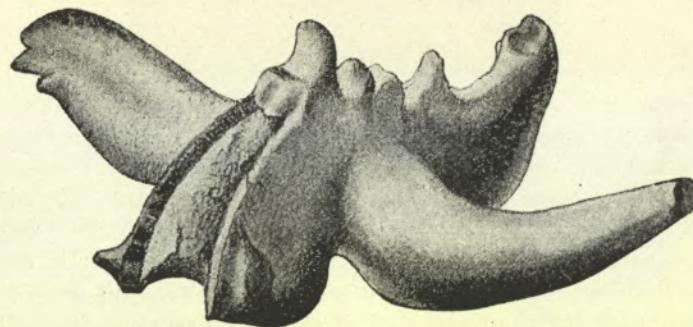


Fig. 465 Kerunia (nach E. Fraas)

Primäre und sekundäre Lagerstätte

Fossilreste liegen entweder auf primärer Lagerstätte, an der Stelle, wo das Tier gelebt hat, gestorben ist und eingebettet wurde oder auf sekundärer, verschwemmt in einen Sedimentationsbezirk, der nicht sein Lebensbezirk gewesen ist.

Fast ausnahmslos stets auf primärer Lagerstätte finden sich die Reste aller Tierklassen der marinen Lebensweise, von den niedrigsten Foraminiferen angefangen hinauf bis zu den Seesäugern und auch die im Süßwasser lebenden Formen liegen in Sedimenten ihrer entsprechenden Fazies begraben. Vertreter der Fauna terrestrer und fluviatiler Lebensweise finden sich nur selten in den entsprechenden Bildungen fossil erhalten. Zunächst sind diese für ihre Konservierung sehr ungünstig. Fast nur die äolischen Lösse schließen in größerer Zahl Landschnecken und seltener Säugetierreste ein, während die Wüstensedimente, fluviatile, glaziale und vulkanische Ablagerungen äußerst fossilarm sind. Tiere des kontinentalen Lebensbezirkes sind fast stets in marinen oder lakustren Bildungen eingebettet.

Verhältnismäßig selten wird von Fällen berichtet, in denen das Vorkommen von umgeschwemmten Fossilresten beobachtet worden ist, so daß sich zuweilen Irrtümer über ihre Altersstellung oder die des Sedimentes ergeben könnten. Ein Beispiel ist das Auftreten von diluvialen Säugetierknochen in den jetzigen Meeresbildungen des Nordseelitorals. Sie werden aus submarinen Diluvialbildungen im Bereich der Doggerbank durch die Wasserbewegung herausgewaschen und durch die Strömungen verschleppt. Öfter werden in rezenten Flußalluvien Reste von diluvialen Säugern getroffen, wie dies im ungarischen Tieflande beobachtet worden ist. Die Belemniten des Jura von Miatschkowo an der Moskwa werden ausgewaschen und massenhaft in heutige Flußbildungen eingebettet und ebenso geschieht es mit Kreideversteinerungen und Konchylien des Alttertiärs an der belgischen Küste. Diese Fälle können aber wohl kaum zu einem Irrtume Anlaß geben. Sehr selten und nicht mit Sicherheit immer zu beweisen sind solche sekundäre Einschwemmungen in älteren Formationen, wo sie begreiflicherweise leicht zu stratigraphischen Fehlern führen können. Fig. 467 zeigt eine mehrere Meter starke, zusammengeschwemmte Masse großer Austern, die aus älteren Schichten herausgewaschen, in jüngeren eingeschaltet sind.

Das Auftreten von fossilführenden Geröllen eines Gesteines in jüngeren Ablagerungen ist ziemlich allgemein verbreitet, wird aber bei einiger Sorgfalt der Natur der Sache nach wohl kaum jemals eine Fehlerquelle sein. Die in Bernstein eingeschlossene Eozänauna und -flora der baltischen Gebiete liegt verschwemmt in der unteroligozänen „blauen Erde“ des Samlandes in Ostpreußen eingebettet. Durch Lagerungsstörungen können fossilreiche Gesteinspartien in einen solchen Verband mit einer altersverschiedenen Fauna geraten und Irrtümer hervorrufen. Darauf beruht die einst vermutete Koloniebildung einer jüngeren Fauna im Bereich einer älteren.

Massenhaftes Vorkommen von Fossilien

Überaus verschieden ist das Vorkommen fossiler Reste in Hinsicht auf ihre Anzahl. Während manche Schichten fossilleer sind, manche nur ver einzelte Versteinerungen enthalten, zeichnen sich andere durch ihren Fossil reichtum aus. Wir wollen dabei ganz absehen von der späteren Zerstörung der organischen Reste, die aus einer Anhäufung von Konchylienschalen einen fossilleeren Marmor hervorgehen lässt. Schon die ursprüngliche Ver teilung der Organismen im Sedimente ist äußerst wechselnd. Fossilleer sind, wie wir gesehen haben, großenteils Bildungen des Wüstenklimas, glaziale Ablagerungen, sehr arm fluviale und vulkanische Sedimente.

Es sind überaus verwickelte, bionomische Fragen, die das Auftreten der Faunen an den verschiedenen Standorten regeln, auf die einzugehen über den Rahmen dieses Buches reicht und die bei all den wertvollen Untersuchungen, die schon darüber vorliegen kaum in den Anfangsgründen beantwortet sind. Nur in marinen und lakustren Sedimenten ist die Möglichkeit des Auftretens von Fossilien in großer Menge gegeben und in der Erdgeschichte haben sich vielfach und in den verschiedensten Tierklassen Beispiele von massenhaftem Vorkommen wiederholt. Im Kohlenkalke treten arten- und individuenreiche Faunen von Foraminiferen auf, die ganze Kalksteinablagerungen bilden, darunter besonders die Gattungen *Fusulina*, *Schwagerina*, *Saccamina*, *Endothyra*. In der oberen alpinen Trias treten Globigerinenkalke auf, die weiße Schreibkreide besteht großenteils aus Schälchen von *Textularia*, *Rotalia*, *Cristellaria*, *Globigerina* und *Miliola*; *Calcarina*, *Orbitolina* und *Alveolina* sind ebenfalls Felsbildner der Kreidezeit. Im Eozän bilden Nummuliten von Südeuropa bis Ostasien ganze Gebirgszüge, die Milioliden bauen den Werkstein von Paris auf und *Alveolina*, *Operculina*, *Orbitolites*, *Orbitoides* sind an der Zusammensetzung von Kalksteinen hervorragend beteiligt. Im Jungtertiär tritt *Amphistegina* bankbildend auf, Globigerinen setzen weitverbreitet tuffige Kalke zusammen.

Radiolarien sind neben Diatomeen der hauptsächliche Bestandteil der Kieselschiefer, Jaspise und der Hornsteine (Radiolarite) der älteren Formationen sowie der Tripel der miozänen und pliozänen Zeit.

Spongien setzen im oberen Jura Frankens, Schwabens, der Schweiz u. a. O. die Spongenkalke — Schwammriffe — zusammen und auch in der Kreide nehmen Kiesel- und Kalkschwämme bisweilen am Aufbau der Sedimente Anteil.

Weitaus wichtiger sind als Gesteinsbildner die Korallen, die ja auch noch in den heutigen Meeren eine große Rolle spielen. Tetrakorallen mit den Gattungen *Cyathophyllum*, *Heliophyllum*, *Omphyma*, *Ptychophyllum*, *Strombodes*, *Acervularia*, *Aulacophyllum*, *Cystiphyllum* u. a. bauen die ober silurischen Riffe von Gotland, Dagoe und englischer und nordamerikanischer Lokalitäten auf und dieselbe reiche Entwicklung zeigen andere Formen im mittleren und oberen Devon der Eifel, Westfalens und vieler anderer Punkte. Mit der Trias erscheinen die Hexakorallen als Riffbauer besonders in den Südalpen (*Astraea*, *Amphiastraea*, *Fungia*, *Porites* und andere

Formen), im Lias sind Korallenriffe in England, Luxemburg, Lothringen bekannt. Der Dogger und der oberste Jura, Turon und Senon der verschiedensten europäischen Lokalitäten weisen sie in großer Zahl auf. Im älteren Tertiär begleiteten Korallenriffe die Küste des alten Mittelmeeres von den Pyrenäen bis Ostindien und in Westindien finden sie sich wieder, während sie sich im jüngeren Tertiär schon mehr in südlichere Breiten zurückgezogen haben und in Java, im Roten Meere und Japan verbreitet sind, wobei sich immer mehr die Annäherung der vorherrschenden Gattungen an die der Gegenwart vollzieht.



Fig. 466 Serpulit

Auch die so zarten Graptolithen treten in manchen Schiefern vom Oberkambrium bis zum Mitteldevon in großer Zahl die Schichtflächen bedeckend auf und haben mit ihrer chitinösen Substanz wohl deren dunkle (kohlige) Färbung bewirkt.

Von Echinodermen sind es nur die Crinoiden, die in manchen Formationen gesteinsbildend vorkommen, wie in den Mnenianer Kalken des böhmischen Mitteldevons oder in den Trochitenkalken des deutschen Muschelkalkes.

Unter den Würmern sind es besonders Vertreter der Gattung *Serpula*, die ganze Schichten erfüllen, Serpulitenkalk der Unterkreide von Braunschweig, Serpulitensande Sachsen, Serpulitensandstein im Unterkambrium Schottlands, Serpulit des oberen Jura Nordwestdeutschlands und der sarmatischen Stufe des Wiener Beckens (Fig. 466).

Die Brachiopoden treten in den verschiedensten Formationen in solcher Menge auf, daß sie ganze Bänke aufbauen und mit den Mollusken-schalen die wichtigsten Kalkbildner sind. *Orthis*, *Strophomena*, *Productus*,

Atrypa, Spirifer, Uncites, Pentamerus, Rhynchonella, Stringocephalus, Terebratula, um nur die wichtigsten Gattungen zu nennen, sind durch Individuen- und Artenreichtum ausgezeichnet.

Als Gesteinsbildner sind die Bryozoen, so sehr sie sonst verbreitet sind, von geringerer Bedeutung. Im Zechsteine Thüringens finden sich Bryozoenriffe mit *Fenestella, Phyllopore* u. a., Bryozoengruss ist in der weißen Schreibkreide des baltischen Gebietes ein Hauptbestandteil, Bryozoenkalk kennt man in der Oberkreide Dänemarks, bei Maestricht und an anderen Orten. Im Miozän des süddeutschen Alpenvorlandes und der Umgebung Wiens (Baden) treten Bryozoen-schichten auf und Riffe werden aus dem Sarmat Südrußlands, besonders von der Halbinsel Kertsch beschrieben.

Die große Bedeutung, die die Zweischaler als Leitfossilien besitzen und die in der alten Bezeichnung „Leitmuscheln“ zum Ausdrucke kommt, liegt in ihrer Mannigfaltigkeit, ihrer weiten Verbreitung und ihrem Individuenreichtume. Durch alle Formationen hindurch sind sie seit dem Silur als Gesteinsbildner von Bedeutung und haben ihren Namen manchem der stratigraphisch wichtigsten Horizonte und vielen Schichtgliedern, die durch ihr Auftreten charakterisiert sind, aufgeprägt. In den Meeren der Vorzeit ist das Molluskenleben wohl ungleich üppiger gewesen als heute, denn viele der Kalkmassen, die Anteil am Aufbau der Hochgebirge nehmen, sind großenteils aus der Anhäufung von Schalen der Weichtiere gebildet. Die Gastropoden nehmen unter diesen einen nur geringen Anteil. In allen Formationen aber finden sich Bänke, die aus Bivalven bestehen und es reicht über den Rahmen dieser Darstellung, die Gattungen aufzuzählen, die als Sedimentbildner von Bedeutung sind. Es muß genügen, einige hervorzuheben: *Posidonia* (Unterkarbon, Jura), *Pecten* (Tertiär), die Ostreiden (Jura bis Gegenwart), *Perna, Mytilus, Congeria* (Tertiär), *Halobia, Myophoria* (Trias), *Trigonia* (Jura, Kreide), *Megalodon* (Trias), *Diceras* (Jura), *Requienia, Caprina*, die Rudisten der Kreide, *Cardium* (Tertiär), *Cyrena* und die ganze Reihe der sinupalliaten Formen im Tertiär. Von Gastropoden sollen nur *Bellerophon* und *Euomphalus* aus dem Kohlenkalke, die Nerinen des Jura, *Actaeonella* der Kreide und die brackischen und Süßwassertypen wie *Cerithium, Paludina, Hydrobia, Rissoa* erwähnt werden, die bankbildend auftreten (Fig. 450, 467, 468, 469). Die Bedeutung des Muschelgruses (Falun) ist erwähnt worden.

Es ist eine auffällige Erscheinung, daß die ältesten Formationen so arm an Kalkmassen sind, die sich im Silur einstellen und besonders im Mesozoikum eine Entwicklung erreichen, durch die sie eine so hervorragende Rolle unter den Gesteinen einnehmen, die die jungen Faltengebirge aufbauen, um mit dem Beginne der Tertiärzeit in ganz auffälliger Weise gegenüber den mineralogenen Sedimenten zurückzutreten, wofern nicht die Nummulitiden gesteinsbildend auftreten. Es ist dies wohl kein Zufall, daß gerade in derselben Zeit das Aufblühen, die unbestrittene Weltherrschaft und das plötzliche Absterben der schalentragenden Cephalopoden vor sich geht. Die Nautiloideen, die im Untersilur in reicher Artenzahl erscheinen, haben im Obersilur bereits die Höhe ihrer Entwicklung erreicht. Sie werden von den Clymenien und Goniatitiden abgelöst, die ihrer-

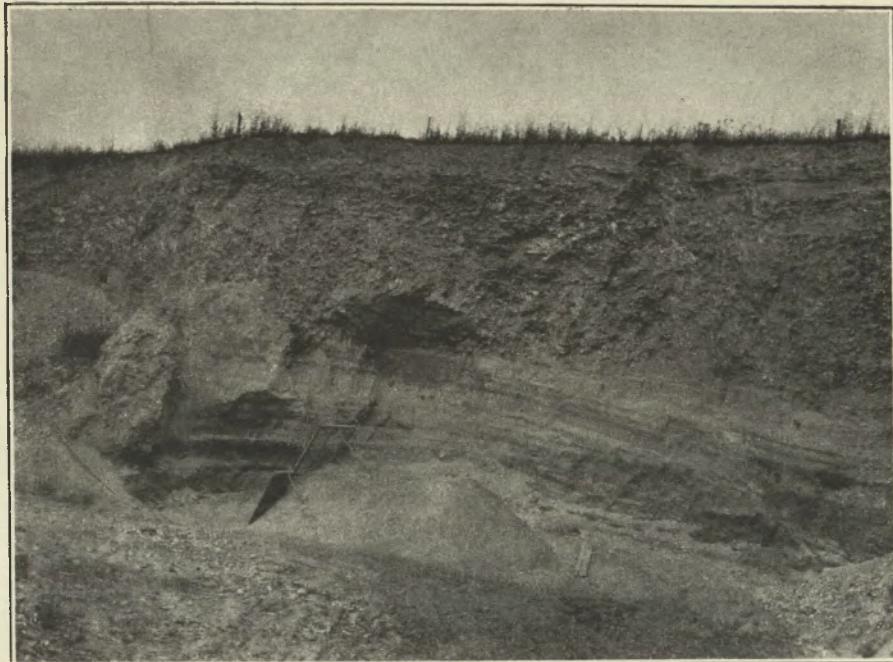


Fig. 467 3 m starke Bank, aus zusammengeschwemmten Austern gebildet,
Miozän, Nodendorf, Niederösterreich.



Fig. 468 Nerineenkalk, obere Kreide, Sengsengebirge. Die Gehäuse sind zum Teil
mit Sediment, zum Teil mit weißem Kalkspat gefüllt.

seits dann den echten Ammoniten weichen, die sich im Mesozoikum zu einem staunenswerten Reichtume an Formen und Individuen entwickeln, um dann mit ihrem plötzlichen Erlöschen eines der größten Rätsel zu liefern, die die Paläontologie kennt. Viele Formenkreise sind es, deren Schalen jene mächtigen Kalkmassen zusammensetzen, die heute ganze Gebirgsstücke bilden (Fig. 455) und wenn wir auch annehmen, daß die verschiedensten Tiergruppen an ihrem Aufbaue teilgenommen haben, so bildet doch der Reichtum der damaligen Fauna an Cephalopodenformen, über deren Lebensweise wir heute noch nur Vermutungen aussprechen können, eine der merkwürdigsten Erscheinungen in der Geschichte der Entwicklung des Lebens der Erde.



Fig. 469 Dachsteinkalk, die fast durchwegs von grauem Sedimente erfüllten Gastropodenschalen (weiß) zeigend

Die Krebstiere besitzen in den ältesten Formationen eine große stratigraphische Bedeutung (Trilobiten), doch sind massenhafte Vorkommen ihrer Reste recht selten. Einige Ostrakodengattungen, wie *Beyrichia* (Untersilur), *Entomis*, *Cypridina* (Devon) und *Cypris* (Jungtertiär) erfüllen ganze Bänke.

Massenanhäufungen von Wirbeltieren der marinen Lebensweise sind naturgemäß seltener und beschränken sich auf einige Vorkommen von Fischresten in großer Zahl wie *Palacospondylus* im Old Red (Devon) Schottlands, *Palaconiscus* und *Platysomus* in den Mansfeldischen Kupferschiefern des Zechsteins, *Pholidophorus* der Raibler Fischschiefer, *Semionotus* und *Lepidotus* der Seefelder Asphaltische, *Leptolepis* des Solnhofener Plattenkalkes, die Fischschiefer von Sahel Alma im Libanon und Comen in Istrien (Kreide), des Eozäns des Monte Borea im Vicentinischen und die *Amphisyle*- und *Meletta*-schiefer des Tertiärs. Die Fische dürften meist als Kadaver zusammengeschwemmt sein, sonst verrät krampfhafte Krümmung des Körpers den Todeskampf.

In ungleich viel bedeutenderem Maßstabe muß eine Anhäufung von Tierleichen dort stattgefunden haben, wo Erdöle und die daraus hervorgegangenen Asphalt und Ozokerit auftreten, die nach der heute herrschenden Ansicht wenigstens zum Teil aus der Umwandlung solcher animалиscher Reste entstanden sein sollen. Man kennt Massensterben von Fischen an Stellen plötzlicher Temperatur- und Salzgehaltunterschiede sowie infolge Vergiftung der Wässer.

Wie heute an manchen Küsten Walkadaver in großer Zahl ans Land gespült werden, so ist dies im Jungtertiär am Strande der Gegend von Antwerpen der Fall gewesen, wo die Reste von Tausenden von Individuen begraben liegen. An manchen Punkten vorzeitlicher Brandungsküsten sind Skeletteile von Sirenen, besonders Rippen, in großer Zahl in die Sedimente eingebettet, wie es z. B. in den tiefsten Schichten des über das Urgebirgsmassiv des östlichen Waldviertels transgredierenden Miozänmeeres im Wiener Becken zu beobachten ist.

Im festländischen Lebensbezirke sind Massenanhäufungen von Tieren überaus selten. Niedere Tiere, die erhaltungsfähige Reste besitzen, sind in größerer Menge fast noch nirgends fossil beobachtet worden und Wirbeltiere treten schon der Zahl nach so zurück, daß jeder Fund, so gering er ist, als Entdeckung begrüßt wird. Vorkommen in Massen oder selbst nur in mehreren Stücken gehören zu den größten Seltenheiten. Es ist daher überaus lehrreich, wenigstens einige dieser Beispiele kennen zu lernen, die in Hinsicht der Lebensverhältnisse der Vorzeit von größter Bedeutung sind.

Im Stubensandsteine des oberen Keupers von Heslach bei Stuttgart hat man auf einer Gesteinsplatte 24 fast vollständige Exemplare von *Ätosaurs ferratus*, einer bis 1,5 m lang werdenden gepanzerten Vogelechse gefunden (Fig. 470). Die Knochen sind in Vivianit verwandelt. Die Todesursache dieser Reptilgesellschaft ist nicht sicher zu entscheiden. Daß sie von einer Welle mit Sand bedeckt worden und so umgekommen sind, ist bei der bedeutenden Größe der Tiere nicht anzunehmen. Vielleicht sind sie an Ort und Stelle betäubt oder vergiftet gestorben und wurden ohne umgeschwemmt zu werden in das Sediment rasch eingebettet.

Ein überaus lehrreiches Beispiel für das Vorkommen großer Wirbeltiere bietet der Fundort von *Iguanodonten* in Bernissart zwischen Mons und Tournai in Belgien. Hier hat man 322 m unter Tag in einem Versuchsstollen eines Kohlenbergwerkes in einer Vertiefung des der Kohlenformation angehörigen Grundgebirges, die als begrabenes Tal oder als riesiger Auswaschungsschlott gedeutet wird, geschichtete fluviatile Sande und Tone angetroffen, die den Wealdenbildungen der unteren Kreide zugezählt werden. In ihnen ist eine reiche Flora begraben und man hat neben zahlreichen Stüßwassersfischen und einigen Schildkröten 23 fast vollständige Skelette von *Iguanodon* gefunden, die meist eine Länge von 8 bis 10 m erreichen. Die Knochen sind mit Pyrit imprägniert und äußerlich schokoladebraun gefärbt. Sie sind großenteils noch im Verbande untereinander gewesen. Die Tiere lagen meist flach auf dem Bauche und streckten die Extremitäten von sich. Sie finden sich in mehreren Horizonten übereinander, die durch bis 3 m starke, fossilleere Schichten getrennt waren. Es

ist darnach anzunehmen, daß die Tiere vielleicht durch Zufall lebend oder als Kadaver in die Vertiefung geraten und längere Zeiträume zwischen der Ablagerung der einzelnen fossilführenden Schichten vergangen sind.

In Siebenbürgen sind in der oberen Kreide der Gegend von Hatzeg nesterweise Anhäufungen von Reptilresten gefunden worden, deren eine 180 bestimmbare Knochen geliefert hat, die verschiedene Grade der Abröllung zeigen und in einem seichten See abgelagert worden sind. Sie sind sicher zusammengeschwemmt und das Vorkommen von Spuren eines Krokodiles genügt wohl kaum, um von einem Fressplatz von Krokodilen sprechen zu können.



Fig. 470 *Aetosaurus ferratus* aus der Trias von Württemberg. 24 Exemplare auf einer Platte, zirka $\frac{1}{12}$ der nat. Größe (nach O. Fraas).

Ganz unvergleichlich großartiger sind die Fundstellen von Dinosauriern des oberen Jura und der unteren Kreide, die sich im Westen der Vereinigten Staaten von Nordamerika finden und unter denen die von Canyon City in Colorado, mehrerer Punkte in Wyoming (Sheep Creek, von wo der 27 m lange *Diplodocus Carnegiei* stammt, dessen Skelett aber aus mehreren Exemplaren, die zwei Arten angehören, zusammengesetzt ist) und vor allem die von Vernal in Utah erwähnenswert sind. Der letztgenannte Punkt übertrifft alles bisher Bekannte durch seinen Fossilreichtum und die Erhaltungsweise der riesigen Tierreste.

„Da liegen sie auch schon vor mir, die Riesenknochen der urweltlichen Dinosaurier, dort ein Schulterblatt und da eine ganze Reihe von Wirbeln, wohl verdrückt, aber vollständig. Da ist eben ein gewaltiger Schenkelknochen bloßgelegt und dort erstreckt sich der Hals in das Gestein hinein

und man ist sicher, daß der Schädel noch daran sitzt. Ein fast vollständiges Skelett nach dem andern wird beim Abbaue der groben Sandsteinschichten bloßgelegt, sorgfältig werden die mürben und splitterigen Knochen mit Leim getränkt, verkleistert und in einen Gipsverband gelegt und dann mit einem Teile des Gesteins losgesprengt, eine mühselige und heikle Arbeit. Neun solche Tiere sind in dem Bruche schon gefunden worden, einige kleiner, andere größer und verschiedenen Geschlechtern angehörig. Eines darunter, das noch nicht völlig freigelegt worden ist, wird wohl 35 m Länge besitzen, wenn man nach dem 2 m langen Schenkelknochen urteilt. Die nur wenige Meter starke Schicht scheint von diesen Riesenfossilien erfüllt zu sein, ein in der Welt einzig dastehendes Vorkommen. Und diese Gesteinsbank erstreckt sich die Hügel entlang und kaum einen Kilometer weiter jenseits einer kleinen Schlucht finde ich auf einem Spaziergange Hunderte von Knochen herausgewittert auf dem Boden umherliegen und auf der Oberfläche der Gesteinsbänke erkennt man große Teile von Skeletten wie herausgemeißelt. Wohin man sich im Bereiche dieser Schichten wendet, trifft man die Reste dieser Riesentiere. Es mögen Hunderte hier begraben liegen, die alle Museen der Welt mit den prächtigsten Schaustücken überfüllen könnten“ (Schaffer 1912). *Brontosaurus* und *Diplodocus* und nahe Verwandte dürften hier hauptsächlich auftreten. Die Art des Vorkommens zeigt, daß die Kadaver an einem günstigen Punkte der Flachküste eines Sees angeschwemmt worden sind und daß sich diese Bedingungen durch längere Zeit erhalten haben.

Aber nicht nur diese eine Formation ist im Westen der Vereinigten Staaten durch den Reichtum an fossilen Wirbeltieren ausgezeichnet. Von den oberkarbonischen Bildungen bis zum Diluvium sind eine ganze Anzahl von Landfaunen von dort bekannt geworden, die einen ungeahnten Ausblick auf die Entwicklung der Reptilien und der Säugetiere gewährt haben.

Die ältesten Lurche sind in den Sümpfen am Ende des Paläozoikums begraben worden und ihre abenteuerlichen Gestalten könnten von der regsten Phantasie nicht überboten werden. Dann kam die Zeit der Dinosaurier, die bei ihrem Erlöschen von den aufblühenden Säugetieren abgelöst wurden, die dort in ungeahnter Anzahl, Erhaltung und Mannigfaltigkeit auftreten, so daß sich ihre Entwicklung in einer Weise verfolgen läßt, wie man es kaum erhoffen konnte. Kein Werk gibt eine anschaulichere Beschreibung dieser reichen Fundstätten als das Buch des erfolgreichen Sammlers Ch. Sternberg: „Life of a fossil hunter“, das den an europäische Verhältnisse gewöhnten Paläontologen wie eine Erzählung Münchhausens anmutet.

Seit dem oberen Paläozoikum bestand im Westen Nordamerikas eine ausgedehnte Festlandsmasse fast ohne Unterbrechung bis auf die Jetzzeit, auf der die Bedingungen zur Entwicklung einer reichen Landfauna gegeben waren. Fast alle Fundorte von landbewohnenden Wirbeltierfaunen liegen hier in den Badlands, jenen Wüsten- und Halbwüstengebieten des Westens, die weite Becken zwischen hohen Bergzügen bilden oder der östlichen Randkette vorgelagert sind. Diese sind seit alten Zeiten Landseen gewesen, gelegentlich wohl auch trocken gelegen. Ihr Boden wird von mächtigen detritären und vulkanischen Sedimenten gebildet. Das Material

ist feinkörnig, nur in der Nähe der alten Ufer größer. Die Schichten liegen ungestört, an den Rändern etwas aufgerichtet. Nur im Süden treten stärkere Dislokationen auf. Die Sedimente sind überaus deutlich gebankt, dünn geschichtet, oft fein blätterig, großenteils noch lose, Sande und Tone herrschen vor. Die Verfestigung ist meist auf einzelne Bänke oder Horizonte beschränkt. Die Erosionserscheinungen sind unter den klimatischen Verhältnissen und bei der Gesteinsbeschaffenheit überaus eigentümlich (Badlandtypus). Die Fossilreste sind entweder in Konkretionen eingeschlossen oder selbst verkalkt, teilweise in Chalcedon verwandelt und ihre Hohlräume von Achat ausgefüllt, stellenweise sind sie in Hämatit umgewandelt. Auslaugung hat kaum stattgefunden, da das Klima wohl schon immer dem heutigen ähnlich gewesen ist und geringe Niederschläge, wenig Sickerwässer und tiefliegendes Grundwasser bedingte. Die Frische der Feldspate zeigt, daß sich keine tiefgehenden Zersetzungerscheinungen vollzogen haben. Die Tiere scheinen in großer Individuen- und Artenzahl in einem Klima gelebt zu haben, das die Kadaver vor rascher Verwesung bewahrte, ja, wie am Beispiele des *Trachodon* gezeigt wurde, austrocknete und mumifizierte. Sie wurden in seichte Seebecken eingeschwemmt und von Sedimenten bedeckt, bevor ein Zerfall des Körpers eintrat. Die Schichten haben keine nennenswerten Störungen seit dieser Zeit erfahren, die Infiltration mit mineralischen Lösungen bewirkte eine Verfestigung der Reste. Die heute wirkende starke Abtragung wäscht die Fossilreste heraus, die bei dem trockenen Klima fast unbegrenzt lang unverändert liegen bleiben. Und dies geschieht in Ggenden, die heute fast unbewohnt sind, wo die Reste unberührt auf den Fossiljäger warten, der seinen Weg in die Einöden nimmt. Dies alles sind Verhältnisse, wie sie günstiger nicht gedacht werden können.

Es sind zwei Arten des Vorkommens von Fossilresten in diesen Gebieten zu unterscheiden: sie sind einzeln in bestimmte Horizonte eingebettet oder an einzelnen Stellen in Massen angehäuft. Der erste Fall läßt wieder zwei Erklärungen zu: ein über weite Flächen sich erstreckendes Sterben der Tiere, etwa infolge plötzlich eintretender Überschwemmungen (Schichtfluten), wie sie heute noch nach Wolkenbrüchen auftreten, infolge Steppenbränden, vulkanischer Aschenregen u. a. oder eine Einschwemmung von Kadavern in weite Becken, in denen sie da und dort zu Boden sanken. Die Anhäufung von Resten kann wieder dadurch erklärt werden, daß sich die Tiere bei Lebzeiten zusammengefunden haben, wie z. B. an einer austrocknenden Wasserlache oder in einem Sumpfe, in dem sie versanken und so den Tod an Ort und Stelle fanden oder daß man ein Zusammenschwemmen der Kadaver an geeigneten Stellen eines Flußlaufes, an einem Seeufer usw. annimmt (Fig. 471).

Im Westen Nordamerikas sind mächtige Schichtfolgen des älteren Tertiärs vorherrschend als vulkanische Tuffe durch Aschenregen gebildet worden, die über Wald-, Steppen- und Seengebiete niedergegangen sind. Im Mitteleozän allein sind sie in einem Landstriche 550 m mächtig und in manchen Horizonten überaus reich an fossilen Wirbeltieren, die bei den Aschenregen wohl infolge Hungers, Durstes oder durch Erstickung zugrunde gegangen sind. Es scheinen zuweilen ganze Faunen über weite Gebiete

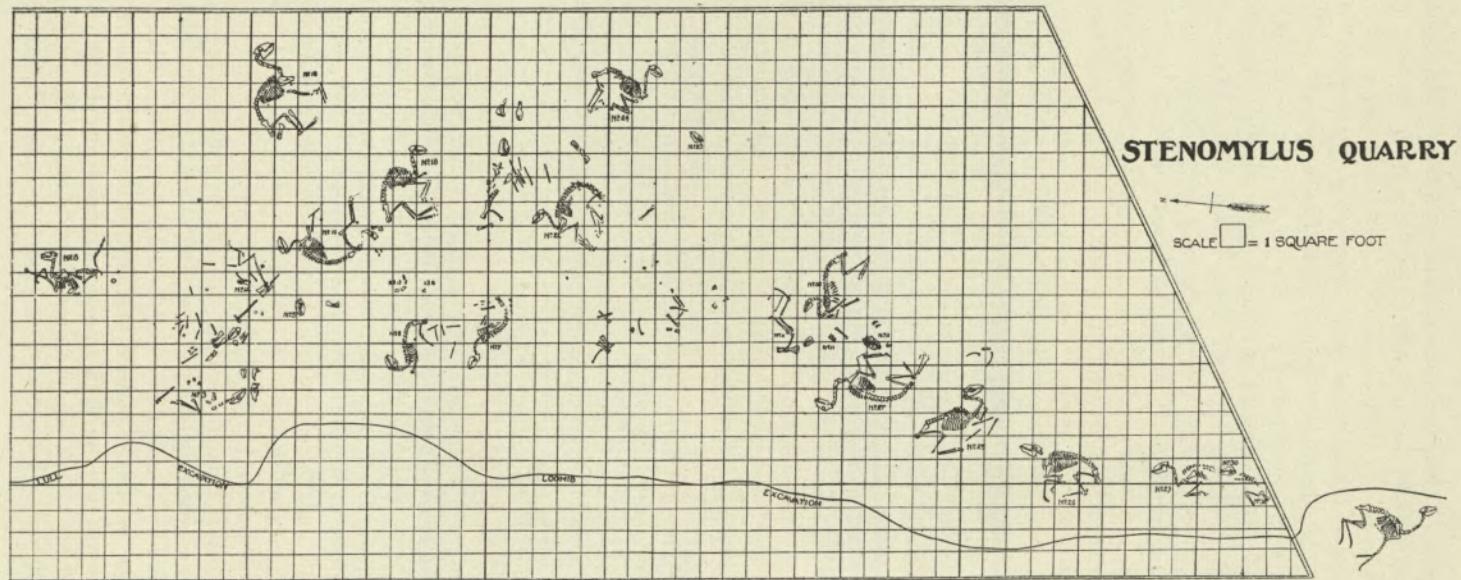


Fig. 471 Bloßgelegte Schichtfläche mit zahlreichen Exemplaren von *Stenomylus* (einer kleinen Kamelform), Miozän Nebraska (nach O. A. Peterson)

ausgerottet worden zu sein, worauf von auswärts her neue eingewandert sind. Auch in Patagonien ist die Santa Cruz-Formation (Miozän) eine ähnliche fossilreiche vulkanische Tuffbildung.

In den letzten Jahren sind am Tendaguru Berge in Deutsch-Ostafrika in drei übereinander liegenden, selbständigen, 20—30 m starken Schichten, die durch Zwischenlagen voneinander getrennt sind, zahlreiche Knochenreste zum Teil riesiger Dinosaurier gefunden worden, die selbst die nordamerikanischen Riesentiere an Größe übertreffen. Die Art des Vorkommens in marinen Ästuarienbildungen läßt es als begreiflich erscheinen, daß die Skelette nicht mit der Vollständigkeit erhalten sind, wie es in Amerika der Fall ist und die tiefgründige Zersetzung des Tropenbodens hat auch der Erhaltung der Knochen großen Abbruch getan. Gleichwohl sind die bisherigen Ergebnisse von der größten Bedeutung, da sie uns Tiere kennen lehrten, die in ihren Größenverhältnissen unübertroffen dastehen. Während der Oberarmknochen von *Diplodocus* 95 cm mißt, ist der des größten Tieres vom Tendaguru 21 m lang und 7 m und 12 m ist die Länge des Halses beider Tiere. Ganze Herden von 50 und mehr Individuen verschiedenster Größe sind in zwei Fällen auf einem engen Raume zusammengeschwemmt vorgefunden worden. Sie scheinen also wiederholt in Scharen in küstennahen Meeresgewässern, vielleicht von einer Springflut überrascht, ertrunken zu sein.

In Europa ist die reichste Fundstelle von Säugetierresten ein tief eingerissenes Bachbett bei Pikermi in Attika, wo, eingebettet in roten Ton, eine Art Terra rossa, der mit Geröllen und Sanden wechselt und von einer 4—5 m starken Schotterschicht überlagert wird, zahllose Knochenreste einer unterpliozänen Fauna gefunden werden. Man kennt drei zirka 30 cm starke fossilführende Horizonte, die durch fossileere Mergelschichten getrennt sind. Die Knochen sind besonders in den höheren Lagen mürbe, sehr zertrümmert und zu unentwirrbaren Massen zusammengehäuft. Ihre Farbe ist weiß, rot und schwarz gefleckt. Es sieht aus, als ob sie zum Teil durch fließendes Wasser nach der Größe sortiert wären. Ganze Skelette sind nicht vorhanden und auch der Verband der einzelnen Knochen scheint mit Ausnahme der Extremitäten schon vor der Einbettung in das Sediment gelöst gewesen zu sein. Die Hinterextremitäten zeigen meist Knochenbrüche mit scharfen Rändern. Die häufigsten Reste stammen von pferdeähnlichen Tieren (Hippionen), dann von Antilopen, Nashörnern, seltener sind *Mastodon*, *Hyaena* und andere Fleischfresser und Affen. Ob die pflanzenfressenden Tiere lebend oder als Kadaver in die schluchtenartigen Flußbetten gestürzt und durch Hochwässer zu Tal geschwemmt worden sind, ist nicht zu entscheiden. Auf diesen Leichenfeldern sammelten sich die Aasfresser, die wiederum, von den Fluten überrascht, an Ort und Stelle zugrunde gingen, wie aus ihren weit besser erhaltenen Resten hervorgeht. Die von dem Gebirge herabgeschwemmten Tone, Sande und Gerölle betteten dann die ganze Gesellschaft rasch ein, so daß die Knochen nicht weiter verschleppt wurden.

Sehr ausgedehnt sind die Vorkommen knochenführender Pliozänbildungen auf der Insel Samos, wo sie besonders bei dem Dorfe Mitylini von tief eingerissenen Bächen aufgeschlossen werden. Es sind vorherrschend weiße

oder gelbliche, erdige Süßwasserkalke, in denen auch vulkanisches Material vorkommt, dann braune vulkanische Tuffe mit Gesteinsbrocken und Tone. Besonders in den Kalken und Tonen sind die Knochen sehr gut erhalten, die Schädel zum Teil wenig verdrückt. Die Farbe der Reste ist in den Kalken meist reinweiß, sonst verfärbt. Ganze Skelette fehlen fast vollständig; es sind verschiedene Arten bunt durcheinander zusammengeschwemmt, teilweise zu einer Knochenbreccie verbacken (Fig. 472). Überaus häufig

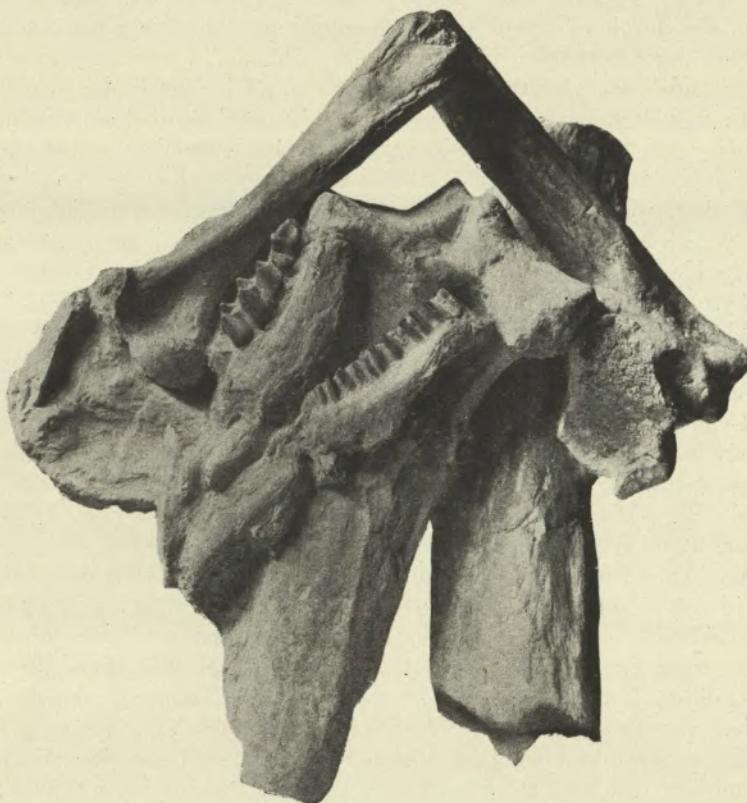


Fig. 472 Zusammengebackene Knochen aus dem Pliozän von Samos

sind Hipparionen, Antilopen, Rhinozeronten, weiter kommen Gazellen, Mastodonten, Giraffen, Hyänen, *Machaeroctes* und zahlreiche andere Fleischfresser, sodann als große Seltenheit das Erdferkel (*Orycteroctes*) und riesige Schildkröten vor. Auch hier können Eruptionen vulkanischen Materials ein Tiersterben verursacht haben und die Kadaver sind in Seen eingebettet worden. Man kennt heute nicht den Herd dieser Ausbrüche, aber wir wissen, daß Samos damals noch keine Insel, sondern ein Teil des niedergebrochenen Ägäischen Festlandes gewesen ist.

Sehr reiche Fundstellen pliozäner Säugetiere liegen bei Maragha an der Westseite des Urmiassees in Hocharmenien, wo die knochenführenden

Schichten auf eine Fläche von 30 km Länge und 5—6 km Breite nachgewiesen sind. Es sind rotbraune, sandige Mergel, die oft einen Übergang in Löß zeigen. Es ist eine fluviolakustre Bildung aus vulkanogenem Materiale. Dazwischen kommen graue, fluviatile Sande vor. Die Fossilien liegen in Nestern und zwar in gewisser Vergesellschaftung, so die Rhinozeronten, die Paarhufer für sich, die Raubtiere mit den Wiederkäuern, die Hippionen aber fast überall vertreten. Große Antilopen und Giraffen überwiegen. Es können zwei Niveaus fossilreicher Schichten von 0'6 bis 1 m Stärke verfolgt werden, die durch eine Sandschicht geschieden sind. Die Knochen sind in der Nähe der Oberfläche brüchig, was wohl auf Verwitterung hinweist. Ganze Schädel oder Extremitäten sind selten. Die Farbe der Knochen ist weiß, grau, bläulich oder fast schwarz. Es ist möglich, daß die vulkanischen Ausbrüche der Umgebung die Fauna teilweise vernichtet haben und die verwesten Kadaver an geeigneten Stellen zusammengeschwemmt und begraben worden sind, wodurch die Separierung der Skeletteile begreiflich wird.

Eine Erklärung mancher Anhäufung fossiler Knochenreste kann vielleicht noch die Umgebung von Wien liefern. Bei Hundsheim, einem kleinen Orte hart an der ungarischen Grenze, sind beim Steinbruchsbetriebe in Kalkstein zahlreiche Höhlungen entdeckt worden. Darunter befand sich ein 12 m tiefer und 5 m weiter Trichter, der von zum Teil verlehmtem Löss und Gesteinsbrocken erfüllt war. In seiner Tiefe wurde ein fast vollständiges Skelett von *Rhinoceros* gefunden und darüber lagen, teilweise als Knochenbreccie versintert, zahlreiche Skelettreste. Unter diesen wurden bestimmt: *Elephas*, Schwein, Reh, Hirsch, Ziege, Wildschaf, Bison, Hyäne, Wolf, Schakal, Bär, *Machairodus*, Leopard, Wildkatze, Iltis, Wiesel, Waldmaus, Hamster, Stachelschwein, Hase, Siebenschläfer, Wasserratte, Fledermaus, Igel, Maulwurf, Spitzmaus, Birkhuhn, Schwalbe, Drossel, Habicht, Schlangen, eine Eidechse und ein Frosch. Die Knochen sind stets zerbrochen und unterscheiden sich von anderen diluvialen Funden durch die starke Imprägnierung mit kohlensaurem Kalke, der sie eine größere Härte verdanken. Unweit dieses Punktes ist bei Deutsch-Altenburg an der Donau in ähnlichen von Lehm erfüllten Schloten im Kalksteine eine Fauna gefunden worden, in der das bei Hundsheim fehlende Pferd herrschend auftritt. Während dort eine Bergfauna vergesellschaftet ist, liefert der zweite Fundort eine Steppenfauna. Es ist nicht sicher zu entscheiden, ob die so verschiedene Lebensweise führenden Tiere bei Lebzeiten in diese Höhlen wie in Fallen geraten sind oder ob sie bei einem Wolkenbruche lebend oder tot in diese Karsttrichter zusammengeschwemmt wurden. Es dürften wohl beide Arten der Anhäufung in Rechnung zu ziehen sein.

Eine Tragödie um einen ausgetrockneten See hat Fossil Lake in Oregon enthüllt, wo in dem Tone und Sande des einstigen Wasserbeckens zahlreiche Knochen von Säugern, Vögeln und Reptilien des unteren Diluviums gefunden worden sind, unter denen besonders das Auftreten von *Equus* von Bedeutung ist (Equus Zone der Silver Lake Region). Daneben finden sich Elefanten, Lamas, Hund, Biber, *Mylodon* (Riesenfaultier) u. a. Vermengt mit den Resten dieser ausgestorbenen Fauna finden sich solche lebender Formen und auch bearbeitete Feuersteingeräte, wie Pfeilspitzen, die zuerst

dazu geführt haben, das Auftreten des Menschen für gleichzeitig mit der ausgestorbenen Fauna anzunehmen. Neuere Untersuchungen haben aber gezeigt, daß die Artefakte nicht ursprünglich mit diesen fossilen Resten eingebettet worden sind, sondern daß beide durch eine Schicht leicht zerstörbaren lakustren Sedimentes getrennt waren, die durch Winderosion entfernt worden ist, so daß eine Vermengung der altdiluvialen Knochenreste mit den vielleicht nur 100 Jahre alten Indianergeräten eingetreten ist.

Eigentümliche, besonders günstige Umstände haben in der nächsten Umgebung von Los Angeles in Südkalifornien einen der reichsten Fundorte diluvialer Faunen geschaffen. Neun Meilen westlich von dieser Stadt liegt inmitten einer fruchtbaren Ebene, die sich bis an das Meer erstreckt, eines der reichsten Erdölfelder des Landes. Die diluvialen Bildungen des Untergrundes sind von dem aufsteigenden Erdöle durchtränkt und durch Asphalt, der sich durch dessen natürliche Destillation bildet, zu einer Art Konglomerat verfestigt. Wo eine Grube ausgehoben ist, treten der zähe Asphalt und Erdöl zu Tage und sammeln sich zu einem Tümpel. An verschiedenen Stellen hat man nun in diesen Schichten Knochenreste in großer Zahl gefunden und zwar entweder verstreut oder zu einer Knochenbreccie verkittet. Die Reste sind großenteils vortrefflich erhalten. Die Knochen sind oft vollständig, die Schädel mit dem Unterkiefer vereint und wenig verdrückt. Durch Infiltrierung von Asphalt sind die Knochen oft sehr zerbrechlich; ihre Oberfläche ist meist zart wie bei einem frisch mazerierten Stücke und jedes Detail erhalten. Da die Ausdehnung des Distriktes sehr bedeutend ist, die Funde an verschiedenen Stellen gemacht werden und die knochenführende Schicht mehrere Meter tief aufgeschlossen ist, so scheint es sich um einen Fossilreichtum zu handeln, wie er vielleicht sonst nirgends bekannt geworden ist.

Die Fauna umfaßt Pflanzenfresser, wie *Mastodon*, *Elephas*, *Bison*, *Kamel*, ein *Mylodon*, Antilope, Nagetiere, dann Raubtiere, wie Hund, Bär, den Säbeltiger (*Machairodus*), andere große Katzen, weiter 49 Arten Vögel, darunter Watvögel (Reiher), Rabe, Eule, Pfau, Raubvögel, besonders Geier und den Kondor und niedere Tiere, besonders Insekten. Raubtiere und Raubvögel herrschen vor. Wer Gelegenheit hat, den Fundort zu besuchen, wird sich über die Art der Anhäufung einer so großen Tiervergesellschaftung bald klar werden. Man kann beobachten, daß Vögel und kleinere Tiere, wie Eulen, Raben, Hasen, zu den Tümpeln zur Tränke gehen, die sich nach einem Regen in diesen Vertiefungen bilden und dabei wie in einer Falle in dem zähen Erdspeche haften bleiben und bei den vergeblichen Versuchen, sich zu befreien, nur tiefer hinein versinken. So ist es schon im Diluvium gewesen und diese ausgedehnten Tierfallen sind durch lange Zeit immer bereit gewesen, die durch Durst getriebenen oder durch Zufall hineingeratenen Tiere festzuhalten. Um diese Wasserstellen mag auch reicherer Pflanzenwuchs geherrscht haben und die Pflanzenfresser haben sich in der Nähe aufgehalten. Durch die gefangenen Tiere und die verwesenden Kadaver wurden dann die Raubtiere und Aasfresser angelockt und bei dem Versuche, die Beute zu erreichen, selbst ein Opfer ihrer Raubgier. Sind schon die Fleischfresser zahlreicher als die Pflanzenfresser, so zeigt das

Verhältnis der Raubvögel zu den übrigen ein noch größeres Übergewicht. Es wird vermutet, daß nicht nur der Geruch der Kadaver, sondern vielleicht auch der des Asphaltes die Aasfresser angelockt hat.

Eine ähnliche Tierfalle sind die Chapapoteras der Mexikaner, zu Asphalttümppeln umgewandelte Erdölaufstritte, in denen die durch das mit austretende Salzwasser angelockten Säuger und Kriechtiere stecken bleiben und begraben werden.

Ebenso ist es den Riesenhirchen Irlands ergangen, die wir in diluvialen Mooren finden oder den Individuen von *Diprotodon australe*, eines diluvialen Riesenbeuteltieres, die in den Salzstümpfen am See Callabonna in Südostaustralien stecken geblieben sind, wie dies ihre Stellung verrät und in deren Leibeshöhle, vom Salze imprägniert und konserviert, die Nahrungsreste studiert werden konnten.

Bei Steinheim unweit Heidenheim in Württemberg findet sich ein maarartiger Kessel in das Plateau der Alb eingesenkt, in dem Kalksande und Steinmergel, die aus Schalen von Süßwasserschnecken, besonders *Planorbis* und *Paludina*, aufgebaut sind, sowie durch heiße Quellen abgelagerte Kalksinter auftreten. In den Süßwasserbildungen sind nun in großer Zahl die wohlerhaltenen Reste einer reichen miozänen Fauna gefunden worden und zwar von Affen, Wiederkäfern, Nagern, Raubtieren und Dickhäutern, Vögeln, Schildkröten und Fischen. Die Knochen eines Individuums liegen meist beisammen, so daß mit keiner Einschwemmung von weiterher zu rechnen ist. Die Tiere haben hier in einer Oase gelebt.

Wie die Landtiere können auch die Wasserbewohner durch Katastrophen plötzlich in großer Zahl vernichtet werden. Nach Seebeben und bei submarinen vulkanischen Eruptionen sowie wenn ein Lavastrom das Meer erreicht, sieht man tote Fische in großer Zahl an der Oberfläche. Durch Ausbrüche von Seen und Sümpfen in das Meer wird dessen Fauna teilweise vernichtet und die Bewohner eines Strandsees sterben bei Eintritt von Salzwasser. Plötzlich eintretende kalte Strömungen führen eine Vernichtung der stenothermen Wasserbewohner herbei. Bisweilen scheint ein Fischsterben durch giftige Gasexhalationen oder Mineralquellen bewirkt worden zu sein, wie z. B. in den Kupferschiefern um Mansfeld am Harze, wo die Fische in großer Zahl die Schichtflächen bedecken. Es scheinen dort die Kupfer- und Silbersalze das Wasser vergiftet zu haben. Sandstürme können Staub- und Sandmassen in Gewässer wehen und alles Leben vernichten.

Fossile Pflanzen

Bakterien sind, wie erwähnt, fossil in Koproolithen und Kohlen (Steinkohle, Boghead, Kannel), bei deren Bildung sie ja eine so große Rolle spielen, erkannt worden. Unter den einzelligen Algen sind die Diatomeen von großer geologischer Bedeutung, deren kieselige Panzer trotz ihrer mikroskopischen Größe gesteinbildend auftreten. Sie sind auch trotz ihrer Zartheit meist wunderbar erhalten und auslosem Materiale durch Schlämmen leicht zu gewinnen.

Die verticillaten Siphoneen sind vom Kambrium ab in vielen Formationen vertreten und ihre verkalkten Stämmchen und Äste (Aragonit)

nehmen am Aufbaue mancher Gebirge hervorragenden Anteil (*Diplopora*, *Gyroporella*). In Dünnschliffen läßt sich ihre Organisation sehr gut erkennen.

Unter den Florideen sind die Lithothamnien (Nulliporen) besonders hervorzuheben, deren Knollen, Rasen und baumförmige Gebilde dadurch versteinern, daß ihre Interzellulärsubstanz vollständig von Kalk (Kalkspat) durchdrungen und ersetzt wird. Die konzentrisch zylindrischen Kalklamellen sind bei fossilen Stücken an der verwitterten Oberfläche oder im Schnitte sehr deutlich zu erkennen (Fig. 392). Die große Bedeutung der Kalkalgen für die Gesteinsbildung ist schon früher betont worden.

Characeen bilden, sich mit Kalk inkrustierend, von feinen Röhrchen durchzogene, feste Ablagerungen, in denen die mit Spiralrippen bedeckten Kugelfrüchte auffallen.

Kalktuffe und Eisoxydhydratablagerungen sind von feinen Röhrchen bisweilen ganz durchzogen, die von den Fadenalgen herrühren, die diese Absätze bewirkt haben. Die Stellung vieler als Abdrücke oder als Relieffiguren erhaltenen sogenannten Fukoiden ist, wie erwähnt, erschüttert und diese werden großenteils als Kriech-, Freß- und Laichspuren von Crustaceen, Schnecken und Würmern gedeutet. Daß aber höhere Algen fossil vorkommen, ist nicht zu bezweifeln, doch sind es nur schlechte Abdrücke meist mit etwas kohlinger Substanz oder sie sind in Hochrelief erhalten.

Weitaus der größere Teil der Sedimentthüle der Erde ist unter Meerestbedeckung abgelagert worden und es ist daher nicht zu verwundern, daß höher organisierte Pflanzenreste fossil gegenüber den Tieren so stark zurücktreten. Mit Ausnahme der Algen und weniger höherer Pflanzen, die im seichten Wasser wurzeln, sind alle anderen Festlandsbewohner. In ihrem Lebensbezirke können sie nicht konserviert werden, da sie zu rasch der Verwesung verfallen und um erhalten zu werden, müssen sie in einem fremden abgelagert, also verschwemmt werden. Dabei gehen sie wegen ihrer geringen Widerstandsfähigkeit gegen mechanische Einwirkung zu grunde. Wir können fossile Pflanzen also nur in solchen aquatischen Sedimenten erwarten, die die erforderliche Feinheit des Kornes und Schichtung besitzen und in der Nähe des Standortes abgelagert worden sind. Dies ist hauptsächlich in Inlandseen oder in Lagunen des Meeres der Fall. Aufrecht stehende Baumstümpfe können gelegentlich erhalten werden, wenn die Landoberfläche von Wasser überflutet worden ist oder sie können in aufrechter Stellung verschwemmt, eingebettet werden, da das Wurzelholz schwerer ist und Steine im Wurzelwerke verflochten mittransportiert werden. Zuweilen fehlen die Wurzeln. Dies ist der Fall bei den Stämmen von *Taxodium*, die in Zillingsdorf bei Wien in den über den Ligniten liegenden Sanden aufrecht stehen (Fig. 386, 387). Es zeigt sich oft die nicht erklärte Erscheinung, daß die bis 1 m im Durchmesser haltenden Stämme in einem Niveau scharf abgeschnitten sind. Es dürfte dies wohl mit der Lage des Wasserspiegels und Verwesung zusammenhängen. Am Lake Sammamish östlich von Seattle, im Staate Washington, liegen 50 Acres überschwemmter Wald, der anscheinend durch Senkung des Bodens überflutet worden ist. Bei abnormalem Niederwasser hat man die Stämme, oben scharf abgeschnitten, vier Fuß aus dem Wasser herausragen gesehen. In ähnlicher Weise wurde

ein ganzer Wald durch den infolge Erdbebens aus seinem Bett abgelenkten Mississippi mit großer Regelmäßigkeit abgebrochen, so daß man an eine absichtliche Fällung der Bäume glauben konnte.

Auch in marinen Ablagerungen werden Landpflanzen gefunden. Sie sind von den Wasserläufen und vom Winde in die See geführt worden und können durch Strömungen weit verfrachtet werden. Bei Port Elisabeth in Südafrika hat man aus Ostindien stammende Früchte angeschwemmt getroffen, auf Island stränden Hölzer tropischer Gewächse. In Tiefseebildungen hat man Landpflanzen und Früchte wiederholt gedredsch't, so daß solche Vorkommen also auch fossil zu erwarten sind. So hat man in einem unterliasischen Tone in England einen *Ammoniten* auf einem Koniferenholze auf-



Fig. 473 Blattabdrücke auf einer Mergelplatte

sitzen gefunden und in den in marinen Kreidebildungen eingebetteten Flintknollen hat man verkieselte Hölzer beobachtet, die noch die Anbohrungen von Bohrmuscheln zeigen. In Seichtwasserbildungen und Ablagerungen von Ästuarien sind solche Pflanzenvorkommen aber nicht selten. In den Leithalkalen des Wiener Beckens treten Koniferenzapfen und die von *Teredines* ganz durchbohrten Treibhölzer ziemlich häufig auf. Fig. 462 zeigt ein Stück rezentes Holz mit deren Bohrgängen und Fig. 463 ein fossiles, bei dem die Gänge von kalkig-sandigem Sedimente ausgefüllt sind. Die Holzsubstanz ist bei der Fossilisation ganz verloren gegangen und durch Kalk ersetzt worden, der jetzt die Ausgüsse der Röhren verkittet.

Eines der herrlichsten Vorkommen fossiler Pflanzen, besonders von Palmen, sind die plattigen Kalke des Monte Bolca im Vicentin (Eozän), in denen auch wundervoll erhaltene Meeresfische auftreten und fast in jeder Formation finden sich ähnliche Beispiele (Fig. 473).

Brocken fossilen Harzes mit Pflanzenresten treten u. a. im Flyschsandsteine der Kreideformation auf und im Eozän hat neben anderen Koniferen die Bernsteinfichte, *Pinus succinifera*, im baltischen Gebiete mit ihrem Harze Pflanzenreste und Insekten eingeschlossen.

In vulkanischen Tuffen treten meist nur Baumstämme auf, aber oft sind mehrere Vegetationsschichten übereinander erhalten, die von den Aschenregen bedeckt worden sind (Fig. 474). In Süßwasserkalken trifft man auch noch die oft sehr deutlich erhaltenen Abdrücke von Blättern und die Höhlungen

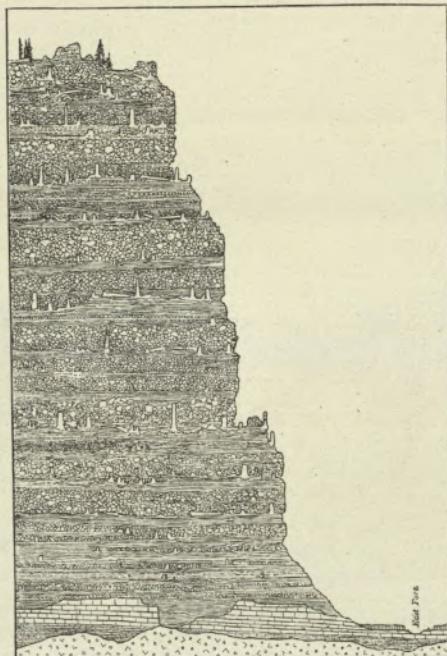


Fig. 474. 600 m hohe Absturz des Amethyst Mountain, Yellowstone Park, U. S. A., mit zahlreichen verkieselten Waldvegetationen im jungtertiären vulkanischen Auswurfmateriale (nach W. H. Holmes)

der verschwundenen Äste (Fig. 380), sonst ist aber der festländische Sedimentationsbezirk für die Erhaltung von Vegetabilien sehr ungünstig.

Wenn Pflanzenreste, in einem Sedimente eingebettet, der Einwirkung der Atmosphäralien zugänglich bleiben und das Sediment verfestigt wird, bleibt von ihnen nur mehr der Abdruck übrig, der bisweilen, wie in Travertinen, gestattet, durch Ausguß mit Wachs und Auflösung der Matrix Modelle der fossilen Blätter und Blüten zu erhalten, die auf keine andere Weise so vorzüglich hätten konserviert werden können. Öfter werden solche Hohlformen von Stämmen, Ästen und Wurzeln durch Kalk oder anderes Sediment erfüllt und geben Abgüsse, die oft noch die aufrechte Stellung des Baumes wie bei Lebzeiten bewahrt haben. Bisweilen zeigen diese Steinkerne an der Oberfläche einen kohligen Belag.

Die abgestorbene Pflanzenfaser geht an der Atmosphäre sehr bald der Verwesung entgegen und es ist daher erforderlich, daß sie rasch konserviert wird, um erhalten zu bleiben. Dies geschieht schon durch die Austrocknung. Man kennt Jahrtausende alte Hölzer, die auf diese Weise konserviert worden sind. Ebenso schützen Steinsalz oder Metallsalze Hölzer vor der Verwesung, wie man in alten Bergbauen beobachten kann. Unter Luftabschluß, also in Erdwachs oder Bernstein, unter Wasserbedeckung, wo Bakterien fehlen, werden sie sich lang unverändert erhalten können. So sind die Pfähle der Rheinbrücke Cäsars bis auf den heutigen Tag so unversehrt geblieben, daß man ihr Holz im Hofzuge des deutschen Kaisers verwenden konnte. In Torfmooren wirken Humussäuren konservierend.



Fig. 475 Versteinerter Baumstamm bei Adamana, Arizona
(nach einer käuflichen Photographie)

Für gewöhnlich geht auf dem Wege der besprochenen Inkohlung eine Anreicherung des Kohlenstoffes vor sich und kohlige Reste geben uns ein Bild der einstigen Flora. Solche Blätter und Blüten zeigen meist erst nach Behandlung mit Reagentien die feinsten mikroskopischen Details, ja sie lassen sich oft von der Gesteinsplatte abheben und auf Glas montieren. In manchen Schichten ist die Epidermis der Blätter noch gut erhalten und nur gebräunt. Zuweilen ersetzen Eisenoxyd (Buntsandstein der Vogesen), talkartige (Kohlenformation der Schweiz) oder andere Minerale die Zellulose.

Die innere Struktur von Pflanzenresten, besonders von Hölzern, wird dadurch erhalten, daß die Substanz der Zellwandungen durch Kieselsäure, kohlensauren Kalk, meist mit Eisen- und Magnesiumkarbonat, durch Pyrit, Kalziumfluorid oder Bernstein ersetzt wird, wobei auch fast stets die Zellen



Fig. 476 Längsschnitt durch verkieseltes Koniferenholz (Holzachat), Miozän, Arka, Ungarn



Fig. 477 Querschnitt durch verkieseltes Koniferenholz (Holzachat), Miozän, Arka, Ungarn

ausgefüllt werden. Eine große Anzahl von Örtlichkeiten hat aus den verschiedensten Formationen versteinerte Hölzer oft in solcher Menge aufgehäuft geliefert, daß man von versteinerten Wäldern spricht. Das schönste Beispiel bietet wohl der fossile Wald von Adamana in Arizona, wo unter hunderten anderen ein 110 Fuß langer und 3 Fuß dicker Stamm, horizontal über einem Graben liegend, eine Brücke von Achat bildet (Fig. 475). Bekannt ist der versteinerte Wald des Mokattam bei Kairo (Eozän) und der von Slatin bei Radowenz in Böhmen (Perm), wo 20.000 bis 30.000 aufrechte Baumstämme, hauptsächlich von Araucariten von bis $1\frac{1}{4}$ m Durchmesser auf etwa 3 Morgen Landes gezählt worden sind. Im Wiener Becken finden sich zahlreiche verkieselte Hölzer in den pliozänen Sanden des Laaerberges.

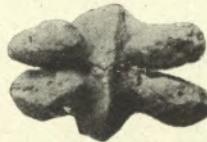


Fig. 478 Walnußkern, als Reliefsteinkern erhalten.

Besonders durch den Verkieselungsprozeß wird das Gefüge des Holzes ganz dicht und durch den schichtenweisen Absatz verschieden gefärbter Mineralsubstanzen eine der Holzstruktur entsprechende bunte Färbung erzielt, die diese im Quer- und Längsschnitte wundervoll wiedergibt (Holzachat, Fig. 476, 477). Wie die Verkieselung vor sich geht, kann man an den Geysiren des Yellowstoneparkes erkennen, wo die den heißen Springquellen benachbarten Baumstämme durch Tränkung mit kieselsäurehaltigem Wasser rasch versteinern, wie es sonst in geologischen Zeiträumen durch den geringen Kieselsäuregehalt der Sickerwässer geschieht. Als seltene Erscheinung ist die Erhaltung eines Walnußkernes als Reliefsteinkern aus unreinem Kalksteine beobachtet worden, während von der Schale nur der Hohldruck übrig geblieben ist (Fig. 478).

IV. Das Zusammenwirken der endogenen Kräfte am Bilde der Erdoberfläche

Wenn ein über Raum und Zeit stehender Beobachter, dem tausend Jahre wie ein Augenblick sind, die Erde in ihrer Entwicklung verfolgen könnte, würde sich ihm ihr Bild in steter Veränderung zeigen. Das leise Erzittern, das sich gelegentlich als Erdbeben unseren rohen Empfindungsnerven zu erkennen gibt, das aber unsere feinfühligeren Instrumente schon ungleich häufiger in Erregung versetzt, würde sich ihm vertausendfach wie ein Wogen der Erdfeste darbieten, wie in einem Kaleidoskop würden sich in buntem Wechsel die unzähligen Mosaiksteinchen verschieben, aus denen das Bild der Erdoberfläche zusammengesetzt ist, an dessen Zustandekommen alle exogenen und endogenen Kräfte fortwährend arbeiten.

Große, beständige Züge würden daraus hervortreten, die Umrisse der Kontinentalsockel, die als die zusammengeschobenen Schollen der leichteren Erdkruste angesehen werden, die auf dem schwereren Simmantel schwimmen, der unter den ozeanischen Becken nahe an die Oberfläche der Lithosphäre tritt. Die epeirogenetischen — kontinentbildenden — Bewegungen, die diese Umrisse geschaffen haben, wohl Brüche im größten Maßstabe, sind anscheinend schon längst erstorben. Daneben aber werden sich dem Beschauer Veränderungen zeigen, die das feinere Relief der Erdoberfläche, die Gebirge, hervorrufen und die als orogenetisch bezeichnet werden. Zeiten der Ruhe und des Stillstandes werden mit Perioden rascherer Umgestaltung wechseln, die in ihrer gedrängten Folge an die Katastrophen gemahnen, auf denen eine alte Weltanschauung die erdgeschichtliche Entwicklung aufgebaut hat.

Theorien der Gebirgsbildung

Man hat aus den wiederholten Diskordanzen mehrere verschieden alte Faltungsperioden der Erdrinde erkannt. Während die ältesten Sedimentgesteine, als die wir die Mehrzahl der archaischen kristallinen Schiefer ansehen, auf der ganzen Erdoberfläche intensiv gefaltet sind, liegen über ihnen in weit ausgedehnten Gebieten, wie im Nordwesten Rußlands, in Südschweden, Ostsibirien, einem Teile Chinas, im Staate New York u. a. O., die ältesten fossilführenden Schichten ungestört, so daß wir für sie nur ver-

tikale Bewegungen, etwa Verbiegungen, annehmen können. Neben diesen alten, starren Schollen der Erdrinde zeigen andere Störungen, die zu verschiedenen Zeiten der Erdgeschichte die jüngeren Sedimente erfaßt haben, wobei sich die Gebiete der Faltung immer mehr beschränken, so daß sich deutlich ein Erlahmen der faltenden Kraft ergibt, die aber immer wieder dieselben Gebiete heimzusuchen scheint. Da sich von den älteren Gebirgen nur mehr Abtragungs- und Bruchreste erhalten haben, müssen wir die Faltungerscheinungen an den jüngsten Faltengebirgen studieren. Diese sind auffällig durch die große Mächtigkeit der Sedimentgesteine ausgezeichnet (Rocky Mountains 18 km, Alpen und Himalaja noch viel mehr). Sie sind also aus Rindenstückchen der Erde hervorgegangen, auf denen sich die größten Sedimentmassen — wohl bei wiederholter Senkung — aufgehäuft haben, das ist, wie wir gesehen haben, in den Rand- und Mittelmeeren der Fall, wo sich in einer geringen, 1000 m kaum übersteigenden Tiefe die Ablagerungen verhältnismäßig rasch bilden. Diese Sammeltröge der Abtragungsprodukte, die wir als die *Geosynkinalen* bezeichnen, stellen gegenüber den alten, starren Schollen bewegliche Zonen dar, die wiederholt von den gebirgsbildenden Vorgängen ergriffen worden sind. Solche haben zu allen Zeiten bestanden, aber da die heutigen Hochgebirgszüge der Erde, die *Geoantikinalen*, durch die mächtige Entwicklung der mesozoischen Sedimente charakterisiert sind, versteht man unter Geosynkinalen schlechtweg jene Meeresteile der mesozoischen Zeit, die damals als Sammeltröge für die Absatzgesteine gedient haben. Es sind dies hauptsächlich zwei Zonen, der pazifische Küstenrand Asiens und Amerikas mit dem Antillenbogen und die vom Atlas über Südeuropa, Südasien bis nach Neukaledonien und Neuseeland hinziehende Hochgebirgszone, die beide seit der paläozoischen Zeit die Schauplätze wiederholter Faltung gewesen sind (Fig. 479). Sie liegen entweder als einstige Mittelmeere zwischen Kontinentalmassen, wie der Himalaja zwischen Hochasien und Dekhan, die Alpen zwischen Afrika und den alten Faltenhorsten des französischen Zentralplateaus, des Wasgen- und Schwarzwaldes und Böhmens, die Pyrenäen zwischen der spanischen Meseta und dem französischen Zentralplateau oder sind Randmeere gewesen, wie in Ostasien und Westamerika. Die Achse der Faltengebirge läuft im Streichen der Faltung und der Tiefenrinne der Geosynkinalen, in deren Richtung sich die Zonen wechselnden Sedimentes erstrecken. Senkrecht dazu erfolgt ein rascherer Wechsel der Sedimentbeschaffenheit und dies entspricht der Richtung der faltenden Kraft als der geringeren Widerstandes. Die heutigen Hochgebirge umrahmen dementsprechend die Rand- und Binnenmeere oder die Tiefländer, die aus deren Ausfüllung hervorgegangen sind und sind an die Außenseite der alten Festlandsmassen angepreßt, als ob die faltende Kraft von den Senkungsfeldern ausgegangen wäre. Dies sieht man am westlichen Mittelmeere, an der ungarischen, der lombardischen und walachischen Ebene. Man nahm deshalb für die Entstehung der Gebirge den Druck an, der sich beim Niederbrüche dieser Senken entfaltet. An manchen Stellen liegen aber die großen ozeanischen Tiefen (ozeanische Gräben), wie an der pazifischen Küste Amerikas, bei Japan und längs des malaiischen Bogens oder geringere Senken wie der

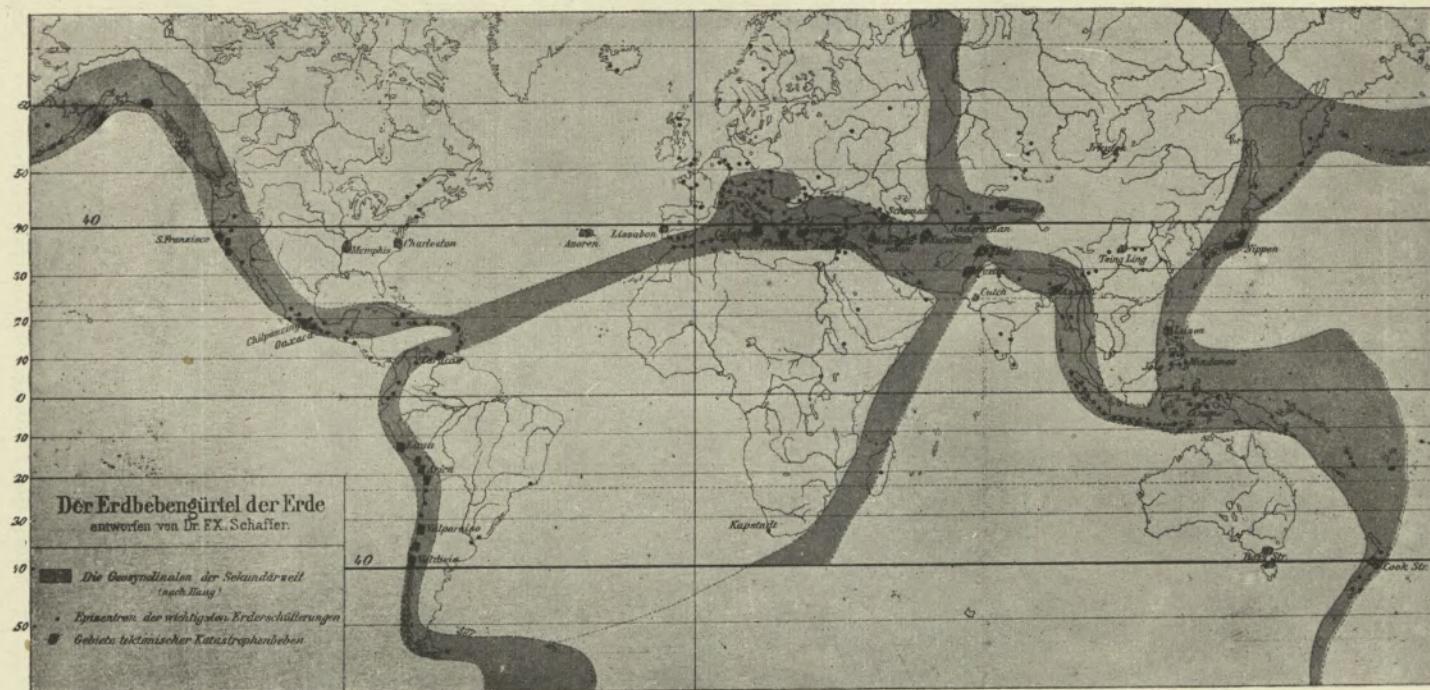


Fig. 479 Die Geosynkinalen und der Erdbebengürtel der Erde

Persergolf und Mesopotamien vor den Kettengebirgen (Vortiefen), so daß man bei der noch strittigen Frage, ob man bei Gebirgen eine orientierte Bewegungsrichtung der Faltung erkennt, nicht sagen kann, daß diese gesetzmäßig zur Tiefe der Synklinale oder von dieser weg gerichtet ist. In den Ländern, wo sich der Verlauf der Transgressionen durch lange Perioden der Erdgeschichte am leichtesten verfolgen läßt, in Nordamerika und Rußland, hat sich zu verschiedenen Zeiten deren gleichbleibende Richtung entsprechend den Geosynklinalen, den Appalachen und Kordilleren einerseits, dem Ural und Kaukasus anderseits, ergeben. Diese Geosynklinalen haben also lange Abschnitte der Erdgeschichte hindurch bestanden.

Es ist natürlich die Frage nach der mechanischen Ursache der orogenetischen Veränderungen der Erdkruste viel erörtert worden. In früheren Jahrhunderten hielt man das unterirdische Feuer für die Ursache der Schichtenaufrichtung und diese Ansicht, die später wieder fallen gelassen worden ist, gelangte in freilich beschränktem Umfange neuerdings wieder zu Ehren (plutonische Erhebungstheorie). Der einfachste Fall ist der, daß ein Stück der Erdrinde durch Druck des Magmas von innen gehoben ist, wie wir es bei den Lakkolithen gesehen haben und manche schildförmige Aufwölbungen, dom- und rückenförmige Gebirge (Fig. 32) sind auf solche kryptovulkanische Vorgänge zurückzuführen. Auch Horste können als eine von Brüchen begrenzte Scholle emporgepreßt werden, was zwar von manchen Forschern geleugnet wird. Senkungen von Schollen können durch vulkanische Vorgänge im Innern insofern verursacht werden, als sie eine Folge eines Massendefektes sind, der durch einen Magmaausbruch entstanden ist. Dieser Vorgang ist aber wohl nur lokal beschränkt und für den Niederbruch der Geosynklinalen und die Faltungen der Erdrinde müssen viel allgemeinere Ursachen gesucht werden.

Man hat auf verschiedene Weise versucht, die große Sedimentmächtigkeit der Geosynklinalen und der Faltengebirge in ursächlichen Zusammenhang zu bringen, aber dies ist nicht möglich, da es Gebiete von mächtiger Entwicklung der Sedimente gibt, die nicht gefaltet sind, wie im mittleren und westlichen Teile Nordamerikas (Coloradoplateau). Um die Entstehung der Faltengebirge aus diesen Sedimentanhäufungen zu erklären, hat man angenommen, daß durch Abgleiten auf flachgeneigter Unterlage Pressung und Faltung von Schichtmassen erfolgen (Gleitfaltungshypothese Reyers). Wie wir gesehen haben, können bedeutende Rutschungen an den Rändern der Kontinentalsockel eintreten, aber durch Rutschung kann kein Gebirge entstehen und die durch die Gleitung hervorgerufene Zusammenpressung von Sedimentmassen könnte nur in den tiefsten Rinnen vor sich gehen. Eine andere Theorie hat angenommen, daß durch die Aufhäufung so mächtiger Sedimentdecken und Senkung des Bodens der Geosynklinalen eine bedeutende Temperaturerhöhung und infolge der hervorgerufenen Ausdehnung eine Aufpressung der tieferliegenden Massen eintreten müsse. Auch durch eingedrungenes Magma könnte dies erfolgen. Diese thermische oder Expansionstheorie würde aber erfordern, daß alle mächtigen Schichtsysteme gefaltet sind, was durchaus nicht der Fall ist und dann müßte die Faltung fortdauernd während der Ablagerung

erfolgen, wodurch eine Diskordanz aller Schichten untereinander hervorgerufen würde, was den Tatsachen nicht entspricht.

Die Versuche, die gefalteten Zonen als Gebiete eigener Kraft (aktiv) aufzufassen, reichen also zur Erklärung der Erscheinungen nicht aus und man ist dazu gelangt sie für passiv anzusehen und eine Kraft anzunehmen, die ihre Störung hervorruft. Durch Faltungen, Überschiebungen und Absinken von Schollen werden Streifen der Erdrinde verschmälert, also der Erdumfang und der Erdhalbmesser verkürzt. Als Ursache dieser Erscheinung wird ziemlich allgemein die Schrumpfung der Erde infolge Wärmeverlust angenommen. Da sich die starre Erdkruste der Verkleinerung des sich zusammenziehenden Erdkernes nicht gleichmäßig anpassen kann, entstehen in ihr Spannungen, die sich als Druck in radialer und, wenn hier eine Auflösung nicht möglich ist, in tangentialer Richtung äußern und auf eine Verkürzung des Erdradius hinzielen (Kontraktions- oder Schrumpfungstheorie nach Elie de Beaumont). Schollen der Erdkruste werden wie zwischen den Backen eines Schraubstockes seitlich zusammengepreßt und zu Falten zusammengeschoben, wenn nicht ein Ausweichen von Schollen an Brüchen erfolgt. Auf welche Weise dies geschieht, hängt, wie früher gezeigt, wohl großenteils von der Beschaffenheit des Gesteins ab und es ist anzunehmen, daß plastische, unter großem Drucke stehende Gesteine, also besonders in größerer Tiefe, leichter in Falten gelegt und starre Gesteinschichten der Oberfläche, die widerstandsfähiger sind und einem Drucke leichter ausweichen können, eher in Schollen zerlegt und in vertikaler oder horizontaler Richtung bewegt werden. Wie diese Kräfte wirken, wissen wir nicht, da wir die mechanischen Grundlagen nur vermuten können. Daß ein tangentialer Gewölbedruck besteht, wird geleugnet, da er sich wegen der geringen Druckfestigkeit der Gesteine nicht fortpflanzen könnte. Wie wir schon in einem einleitenden Abschnitte gesehen haben, sind starke vertikale Bewegungen großer Erdschollen mit den Schweremessungen unvereinbar und auch die Lehre von einem einseitig orientierten Drucke oder Schube in größtem Maßstabe ist unannehmbar, da wir uns nicht vorstellen können, wie ein Gestein mit seiner Bruchfestigkeit gegen die faltende Kraft so lang Widerstand leisten könnte, bis eine große Scholle gefaltet oder überschoben ist, ohne völlig zermaßt und anderweitig texturell deformiert zu werden. Eine an einem Punkte oder einer Fläche angreifende Kraft kann nie die großen horizontalen Bewegungen von Schichtpaketen erklären, die wir heute kennen.

Als mehr minder originelle Auswüchse der Kontraktionstheorie müssen die Lehren von der *Pentagonal dodekaeder*- und *Tetraeder* gestalt der Erde angesehen werden, nach denen die Verteilung der Festländer und Meere sowie der Kettengebirge eine diesen Kristallkörpern entsprechende wäre.

Nach den Vorstellungen, die uns am besten die Bewegung von festen Erdschollen erklären, müssen wir einen Angriff der Kraft auf alle Teilchen der bewegten Massen, etwa dem Gleiten infolge der Schwerkraft vergleichbar, annehmen. In dieser Erkenntnis ist die Theorie von der *Isostasie* entstanden (Dutton), von einem Gleichgewichtszustande, in dem die zerstückte feste Erdrinde auf einer Magmazone schwimmt und bestrebt ist, die

Geoidgestalt stets wieder anzunehmen, wenn der Zustand der Isostasie gestört wird, was durch Abtragung in dem einen, durch Ablagerung in dem anderen Gebiete, durch ungleichmäßige Kontraktion und auf andere Weise erfolgen kann, wobei einem Sinken an einem Punkte, eine Hebung durch Druckausgleich an einem anderen entspricht. Wir nehmen eine voneinander unabhängige Beweglichkeit benachbarter Schollen an, durch deren Untersinken vorübergehend Geosynkinalen entstehen können, die daher besonders auf die Ränder der festen Schollen beschränkt sind. Deren fortwährendes Sinken unter der fortschreitenden Auflagerung findet so seine Erklärung, wobei sich die Tausende von Metern gleichartiger Sedimente gebildet haben. Aus der Kontraktion und Isostasie, also aus der Schwere, sind die einzigen Kraftäußerungen abzuleiten, die die Erdkruste bewegen. Auf diese Weise verstehen wir die anscheinende Regellosigkeit der epikontinentalen Transgressionen (das sind die seichten Überflutungen der Festlandschollen), die nicht stets abwechselnd auf den beiden Halbkugeln und auch nicht auf beiden gleichzeitig und nach Breitegraden beschränkt und ebenso wenig allgemein auftreten, wie es der Fall sein müßte, wenn sie in direkter Abhängigkeit von dem Wirken einer endogenen oder exogenen Kraft wären. Aber so sehen wir den orogenetischen Bewegungen in den Geosynkinalen Transgressionen und Regressionen auf den Festländern so entsprechen, daß hier eine positive Phase mit einer dort eintretenden negativen zusammenfällt und umgekehrt. Die Festlandsschollen zeigen das passive Widerspiel der Bewegung der aktiven Geosynkinalen, die wir uns in rohen Zügen so vorstellen können, als ob die Geosynkinalen die Wassermassen das einmal in sich aufnähmen und dann bei einer Auffaltung über die starren Schollen als epikontinentale Transgression ergössen. Die alten Festlandsmassen zeigen deshalb eine lückenhafte Schichtfolge neritischer und kontinentaler Bildungen von verhältnismäßig geringer Mächtigkeit, während in den Geosynkinalen die Schichtfolge mehr minder vollständig ist und mächtige Sedimente größerer Wassertiefe auftreten.

Es ist der Versuch gemacht worden, die Schwankungen der Erdachse (Polschwankungen) als Ursache der Gebirgsbildung einzuführen, da durch sie eine Änderung der Erdgestalt und weiter Bewegungen der Erdkruste hervorgerufen werden sollten. Doch ist dafür keine geologisch vollwertige Grundlage zu finden, im Gegenteil widersprechen alle Erfahrungen der Erdgeschichte dieser Voraussetzung.

In überaus glücklicher Weise führt von Böhm die Verringerung der Umdrehungsgeschwindigkeit der Erde infolge der Gezeitenbremsung in die Theorie der Bewegung der Erdkruste ein. Sie bewirkt ein Streben des Geoids sich der Kugelgestalt zu nähern, die es bei völliger Aufhebung der Rotation annehmen wird. Die Folge davon sind Massenverschiebungen der Erde und zwar werden die Halbmesser vom Äquator bis zirka 35° Breite in abnehmendem Maße verkürzt, von dort bis zum Pole in zunehmendem Maße verlängert (Fig. 480). Dadurch wird eine tangentiale, polwärts gerichtete Verschiebung der Teilchen der Erdkruste bewirkt, deren Maximum bei 45° liegt. Die Zone zwischen 35. und 55. Grad ist ein Gebiet stärksten tangentialen Druckes, der jedes einzelne Teilchen erfaßt, also eigentlich ein

Fließen ist. Da die Abplattung einst wohl eine vielfache der heutigen gewesen ist, müssen auf diese Weise bedeutende Verschiebungen eingetreten sein. Da sich die Erdfeste nicht sogleich der neuen Rotationsgestalt anpaßt, die der jeweiligen Umdrehungsgeschwindigkeit entspricht, während die Hydrosphäre dies fortlaufend tut, sinkt der Meeresspiegel in den niederen Breiten und steigt polwärts an, während die Kruste infolge ihrer Starrheit diese Bewegung erst ausführt, wenn die aufgespeicherten Energien den Widerstand ihrer Festigkeit überwinden können, wobei entgegengesetzte, aber raschere Bewegungen der Strandlinie erfolgen. Es ergibt sich dadurch in höheren Breiten eine langsame Transgression und eine raschere Regression, wie sie auch aus der Geschichte der Erde bekannt ist. In niederen

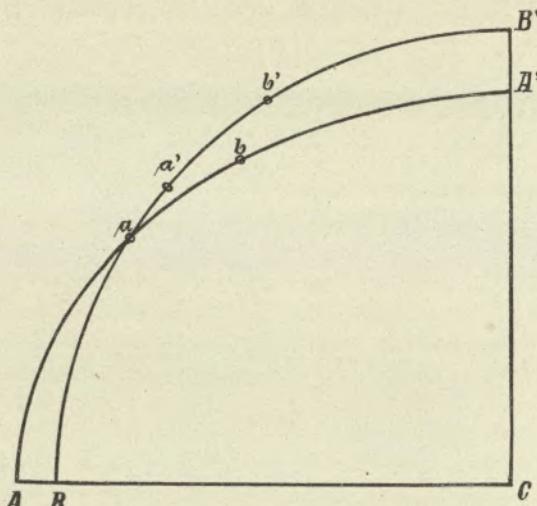


Fig. 480 Die Verschiebung der Punkte eines Meridianquadranten der Erdoberfläche beim Übergange in die inhaltsgleiche Kugel (nach A. v. Böhm). C Mittelpunkt; A (am Äquator) kommt nach B, A' (Pol) nach B', a nach a', b nach b'.

Breiten muß dies umgekehrt sein. Es ist nun überaus auffällig, daß sich zwischen 35. und 55. Grad nördlicher Breite die größten tangentialen Verschiebungen, Faltungen und Überschiebungen, also die großen tektonischen Störungen zeigen. Auf der Südhalbkugel herrscht in dieser Breite fast ausschließlich Meeresbedeckung. In diesem Gürtel lag auf der Nordhalbkugel fast durch die ganze historische Zeit der Erdentwicklung das zentrale Mittelmeer, die größte Geosynklinale. Da aber der Umfang der Parallelkreise polwärts kleiner wird, so werden die polwärts geschobenen Rindenstücke auch in deren Richtung zusammengepreßt und es ergibt sich ein Druck, der meridionale Falten bewirken muß. Gegenüber der Kontraktionstheorie hat die Abplattungshypothese den Vorteil, daß sich die Bewegungen von Erdfeste und Meer nicht gleichsinzig kontinuierlich vollziehen, so daß sich kurze Perioden räumlich begrenzter Gebirgsbildung und davon unabhängig weit ausgedehnte, vorübergehende Transgressionen erklären lassen. Nach ihr ist auch das stärkere Hervorbrechen von Magmen in niederen Breiten

durch Pressung verständlich. Sie zeigt, daß die Gebirgsbildung in fernen Zeiten allgemeiner war, weil sich damals die stärkere Abplattung rascher vermindert hat. Nach ihr müssen wir den Mond, den Urheber der Gezeitenreibung, als Ursache der Gebirgsbildung ansehen. Die Volumsverringerung infolge der Abkühlung und Kontraktion ist nicht imstande mit der dadurch bewirkten geringen Beschleunigung der Umdrehung die Folgen der Abplattungsverringerung zu beeinflussen.

Verteilung der Erdbeben auf der Erdoberfläche

Obwohl man sagen kann, daß Erdbeben in allen Breiten und auch unabhängig vom Aufbau der Erdrinde auftreten, daß also kein Ort auf der Erdoberfläche bebenfrei, geschweige denn vor Erschütterungen sicher ist, sind doch manche Gegenden durch die Häufigkeit und Heftigkeit der seismischen Erscheinungen ausgezeichnet, besitzen große Seismizität. Diese habituellen Schüttiergebiete liegen, wie erwähnt, meist an deutlichen Störungslinien der Erdkruste, wie an der Gardasee—Etschlinie, an der Mürzlinie (Venedig, Villach, Mürztal), besonders an den Schnittpunkten solcher seismotektonischer Linien und in Senkungsfeldern, wie am Rande des Wiener Beckens, bei Laibach, im oberrheinischen und syrischen Graben, an der Fossa magna Japans usw. Täler sind vielfach erdbebenreich und sind dann tektonisch vorgezeichnet (Mürztal, Rheintal). An den Punkten, wo große Erhebungen an bedeutende ozeanische Tiefen herantreten (Japan, pazifische Küste Amerikas mit einem Höhenunterschiede von 11 bis 14 km), wo also die großen epeirogenetischen Bewegungen vor sich gegangen sind, zeigt sich besonders seismische Tätigkeit. Auch bei vulkanischen Beben werden, wie auf Ischia, die tektonischen Linien, die durch Thermen und Fumarolen gekennzeichnet sind, stärker erregt. Durch Zusammenfassung der Beobachtungen über viele Beben hat man gefunden, daß weitaus die Mehrheit der Erdbebenherde in den Regionen der Erdoberfläche liegt, die die größten Unebenheiten des Reliefs aufweisen, also vor allem in den jungen Hochgebirgen und zwar besonders dort, wo diese von tektonischen Linien durchsetzt werden oder an Tiefenboden oder ozeanische Tiefen herantreten, also wo große Dislokationen anzunehmen sind. Von 70.000 Erdbeben, die so lokalisiert wurden, fallen 95% in die tertiären Faltengebirge, in den alpin-himalajischen und den zirkumpazifischen Bogen. Manche Gebiete, wie z. B. Japan, sind überaus regsam (man zählt dort zirka 600 Beben jährlich), Mittelamerika ist ebenso stark seismisch (chronische Schüttiergebiete). Im Tale von San Salvador sind Erschütterungen etwas ganz alltägliches, so daß man die Gegend „Cuscutlan“, das ist Hängematte, benannt hat. Weite Gebiete hingegen sind bebenarm, wenn auch nicht ganz aseismisch, wie die russische Tafel, Afrika südlich vom Atlas mit Ausnahme des Senkungsfeldes des großen Grabens, Kanada östlich von den Kordilleren, Brasilien u. a. Diese Gegenden werden selten oder nie von spürbaren Beben heimgesucht, aber die feinen Apparate verzeichnen auch hier mikroseismische Störungen. Es werden jährlich etwa 4000 Beben registriert, abgesehen von dem beinahe fortwährenden Zittern, das die Seismographen anzeigen, so daß man unsere

Erde keineswegs als Sinnbild der Ruhe ansehen kann, sondern sieht, daß sie im Gegenteil wohl ununterbrochen wie in einem Schüttelfroste zuckt und zittert.

Die geographische Verbreitung der Erdbeben ist von Montessus de Ballore am eingehendsten studiert worden. Aus ihr hat sich eine sehr bedeutsame Beziehung zu dem Baue der Erdrinde ergeben, die auch die Veränderungen einbegreift, die die Erdoberfläche im Laufe ihrer Entwicklung mitgemacht hat.

Etwa 95% aller Erdbeben liegen in den zwei schmalen Zonen, die mit den jungen Faltengebirgen der Erde zusammenfallen. Diese Zonen sind nun nicht gleichmäßig aktiv, es wechseln Gebiete stärkerer seismischer Tätigkeit mit Regionen großer Ruhe und die heftigen vulkanischen Erscheinungen, die an dieselben Linien gebunden sind, verwischen die Unterscheidung von vulkanischen und Dislokationsbeben in weiten Länderstrecken vollständig. Ein Blick auf die Karte (Fig. 479) läßt erkennen, daß auf der Nordhalbkugel die Gebiete fast aller katastrophaler Beben der historischen Zeit nahezu unter gleicher, $30-40^{\circ}$ betragender geographischer Breite liegen: so die Insel Nippon, Wernoje, Schemacha, Armenien, Kleinasien, der Archipel, der Peloponnes, Süditalien, Südspanien, Lissabon, Charleston, Memphis, San Francisco und es fügen sich die Azoren ein, eine durch Seebenen ausgezeichnete Region. Auch auf der Südhalbkugel finden wir ähnliche Verhältnisse. An der Westküste Südamerikas verläuft eine heftige Schütterzone südlich bis zum 40. Breitengrad, Montevideo und Buenos Aires unter dem 35. Grad sind Bebenherde an der atlantischen Küste. Das äußerste Ende Südafrikas ist seismisch und die angrenzenden Meeresteile weisen Seebenen auf (35° s. B.). Australien ist bis auf die Südspitze und Tasmanien, die etwa unter dem 40. Grad liegen, fast aseismisch. Unter gleichem Breitengrade liegt die Cook-Straße, die die beiden Inseln von Neu-Seeland trennt und einer der furchtbarsten Erdbebenherde ist.

Zu den seismischen Meeresgebieten gehören der äquatoriale Teil des Atlantischen Ozeans, besonders die Umgebung von St. Paul, der Azoren und die Region bis Portugal, Westindien, die Virginentiefe im Norden der Kleinen Antillen und Puerto-Ricos und der südatlantische Rücken bei St. Helena, Ascension und Tristan d'Acunha. Im westlichen Mittelmeere und mehr noch im nördlichen Teile des östlichen sind Seebenen nicht selten. Weitere seismisch regbare Regionen sind die Inselwelt des Karibischen Meeres, die Gegend der Andamanen, Nikobaren, von Sumatra, Java, der kleinen Sundainseln, der Busen von Bengal, weiter der Pazifik zwischen Nordamerika und Hawaii, die Meeresteile östlich von Neuseeland und das ganze küstennahe Gebiet rund um den Stillen Ozean, besonders zwischen Valdivia und Callao, Mittelamerika, Kalifornien, Alaska, Polynesien, Japan und die Aleuten.

Nördlich vom 40. Grad n. B. und südlich vom 40. Grad s. B. liegen die von Katastrophenbeben selten oder überhaupt nicht heimgesuchten Regionen der Erdoberfläche. Zu den Ausnahmen gehört Alaska mit der Katastrophe des Jahres 1899 und die Aleuten, in denen die jungen Faltengebirge in so hohe Breite nach Norden reichen.

Es zieht also etwa zwischen dem 40. Grad südlicher und nördlicher Breite ein Bebenbürtel um die Erde, auf den die heftigen seismischen Vorgänge fast ausschließlich beschränkt sind. Dabei ist eine Anhäufung der chronischen Bebenherde an den Grenzen dieses Bürtels nicht zu erkennen. Maxima der seismischen Erscheinungen sind dort gelegen, wo die Ränder des Bebenbürtels die jungen Faltengebirge schneiden oder sie berühren. So bezeichnen San Francisco, Valparaiso, Nippon und die Cook-Straße die vier Schnittpunkte mit der zirkumpazifischen Zone und zwischen Lissabon und Wernoje laufen die alpinen Falten an der Nordgrenze des Bürtels.

Der zum Äquator symmetrisch liegende Erdbebengürtel ist sicher nicht zufällig gelegen. Er steht wohl mit den Veränderungen in Zusammenhang, die der Erdball durch die Verlangsamung der Rotation infolge der Gezeitenbremsung und die Verringerung der Abplattung erleidet. Und zwar ist, wie eben gezeigt worden ist, gerade die Zone zwischen 35. und 55. Grad nördlicher und südlicher Breite mit dem Maximum in 45° als der Bürtel stärkster tangentialer Pressung berechnet worden, der die größten Gebirgsaufwölbungen einschließt. Dadurch erklärt sich auch die Verbindung von jungen Falten und Beben. Die Gebiete der Erdoberfläche, die in der jüngsten Zeit die größten tektonischen Veränderungen erfahren haben, sind naturgemäß die beweglichsten Teile der Erdkruste und, wie uns so viele Belege gezeigt haben, noch in fortwährender orogenetischer Bewegung begriffen. Ein schönes Beispiel dafür hat der Karawankentunnel geliefert, in dem heute noch nach Nordnordost gerichtete faltende Bewegungen erkennbar gewesen sind.

Der Störungsbürtel der Erde zeigt auffällige Ähnlichkeit mit den Königszonen der Sonne, in denen die Sonnenflecken zur Zeit der Maxima bis zum 40. Grad nördlicher und südlicher heliographischer Breite reichen, während sie darüber hinaus nur vereinzelt vorkommen.

Der Vulkanismus der Vergangenheit und Gegenwart

Die Entwicklung des Vulkanismus auf der Erde zeigt, daß zuerst die rheumatitischen Produkte einer allmählichen langsamen Entgasung hervorbrachen und die paroxysmalen Erscheinungen folgten. Dieselbe Folge zeigt sich auch öfter im Lebensgange eines Vulkanindividuums, das zuerst meist Lava und erst später klasmatisches Material fördert. Die Spaltenergüsse sind ursprüngliche Erscheinungen, die Vulkane von Hawaiiypus die älteren, fast ausgestorbenen Vulkanformen.

Auch die chemische Zusammensetzung der geförderten Magmen wechselt oft mit der Zeit, indem sich der Kieselsäuregehalt ändert. So hat die Somma saure, trachytische Laven, der heutige Vesuv aber kieselsäurearme Leuzitlava. Bisweilen schwankt die Azidität des Magmas bei einem Ausbruche. Weiter hat man eine Änderung des Kieselsäuregehaltes im Laufe der geologischen Geschichte an verschiedenen Punkten der Erde erkannt (Richthofens Aziditätsreihe). So gehen z. B. in Ungarn basische Gesteine voraus, dann folgen immer sauerere, bis zu dem kieselsäurereichsten

Magma und den Schluß bilden wieder basische Gesteine. Es müssen also wohl in der Tiefe verschiedene Magmen getrennt, etwa schlierenartig wechselnd vorhanden und nacheinander gefördert worden sein. Vielleicht handelt es sich um eine zonare Anordnung der Magmen nach dem spezifischen Gewichte, so daß die leichten, sauren Gesteine aus höheren, die schwereren, basischen aus tieferen Zonen stammen.

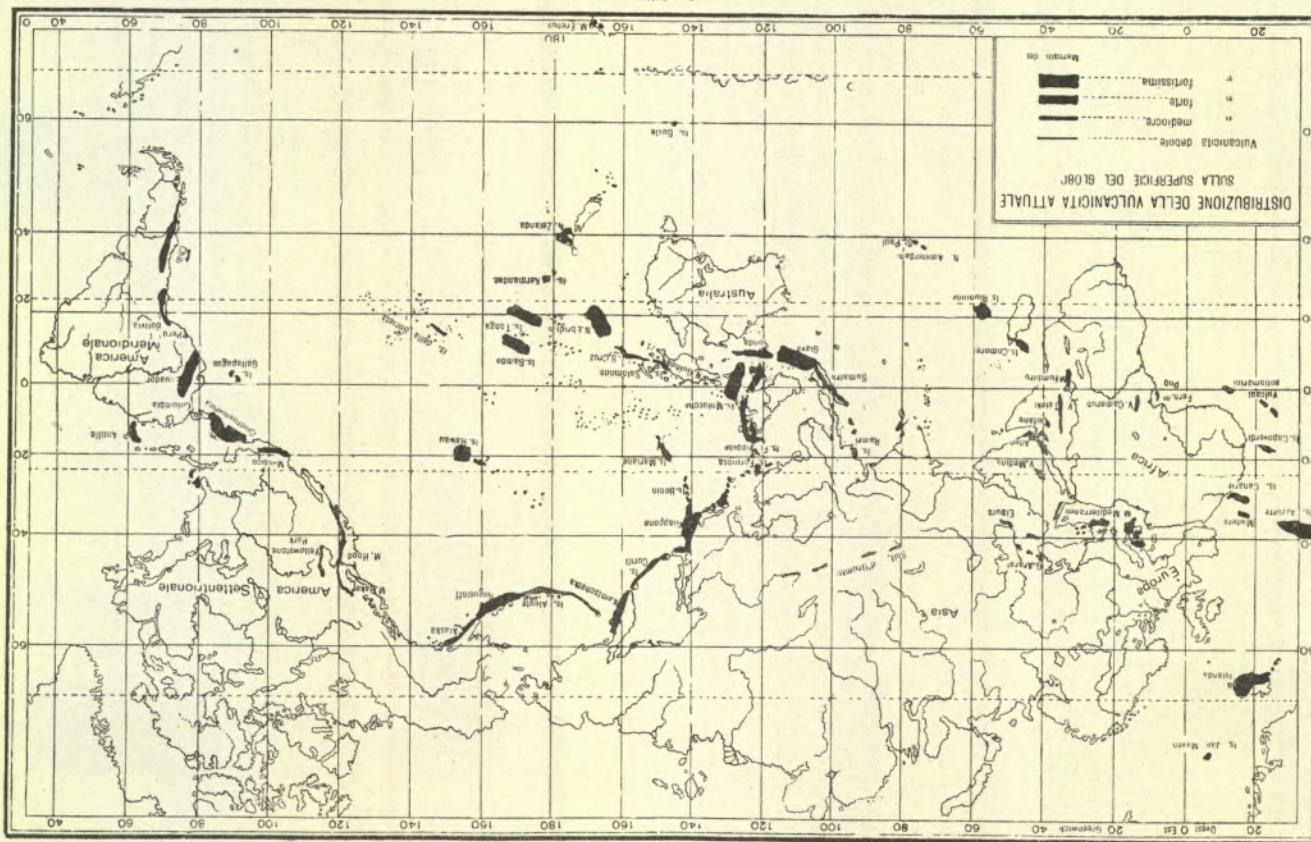
Die vulkanischen Erscheinungen der Erdoberfläche haben im Laufe der Erdgeschichte mannigfache Wandlungen durchgemacht. Die ursprüngliche Erstarrungskruste (Panzerdecke) hat durch Arealeruptionen und Spaltenergüsse ihre Mächtigkeit vergrößert, wobei wohl ausschließlich Laven gefördert worden sind. Das Paläozoikum war besonders gegen Schluß (Karbon, Perm) durch Massenergüsse charakterisiert, während das Mesozoikum eine Zeit verhältnismäßiger Ruhe bedeutet, die mit dem Tertiär einer über die ganze Erde bemerkbaren Belebung der vulkanischen Äußerungen wichen, die seitdem bis auf die Gegenwart merklich abflauen. Es ist sehr auffällig, daß die beiden Perioden gesteigerter vulkanischer Tätigkeit mit den Zeiten der Gebirgsbildung zusammenfallen, denen die Festländer die Hauptzüge ihres heutigen Reliefs verdanken.

Man hat früher an einen Zusammenhang des Vulkanismus und der Verteilung der Meere gedacht und daher der Infiltration des Wassers eine ursächliche Rolle zugeschrieben. Und in der Tat liegen die meisten der heute tätigen Vulkane in der Nähe der Ozeane. Aber diese Entfernungen sind oft so groß, daß man sich eine direkte Einwirkung kaum vorstellen kann. So liegen die Vulkane der Anden bis 350 km, die des Coloradoplateaus 500 km, einer der Mandschurei 800 km und die innerafrikanischen sogar noch weiter von der Küste entfernt (Fig. 481).

In historischer Zeit hatten nach einer neueren Zählung 367 Vulkane Eruptionen. Tätige oder erloschene Vulkane sind oft auf beschränkten Gebieten in großer Zahl zusammengedrängt, wie z. B. jene auf Java, diese im Niederrheinischen Gebirge, wo die Eifel 200, der Westerwald 410 Basaltkuppen und 45 Gänge aufweisen. Zwei Drittel aller tätiger Vulkane — 250 — liegen in zwei bogenförmigen meridionalen Reihen um den Pazifischen Ozean (Pazifischer Feuerkreis, P. Vulkankranz). Außer diesen Zonen gibt es eine ostwestliche, die über Südeuropa und Nordafrika nach Ostindien streicht, geradeso wie wir es bei den Erdbebenzonen der Erde gesehen haben. Sehon lange ist erkannt worden, daß sich die vulkanischen Erscheinungen zu beiden Seiten des Äquators scharen und polwärts ausklingen. Von Böhm's Abplattungshypothese gibt dafür eine Erklärung.

Es ist gezeigt worden, daß der mit ruhigem Lavaausflusse verbundene Ausbruchstypus von Hawaii und die Spaltenergüsse Eruptionsformen darstellen, die in der Gegenwart zu den Seltenheiten gehören, in der geologischen Vorzeit aber allgemein verbreitet gewesen zu sein scheinen. Die heftigen Gasausbrüche, wie des Vesuv und des Krakatau, charakterisieren die Jetztzeit der Erde und es ist daraus geschlossen worden, daß mit Zunahme der Abkühlung und der Dicke der Erdrinde diese Explosionen seltener, aber an Heftigkeit zunehmen werden, so daß für die Zukunft unseres Planeten katastrophale Eruptionen vorausgesagt werden, die ihn vielleicht sogar in

Fig. 481 Die Verteilung der tätigen Villakame auf der Erzoberefläche (nach G. Mercalli)



Trümmer zersprengen könnten, wie es für die Planetoiden angenommen wird, die man von einem zerborsteten Planeten herleitet.

Wenn man die Verteilung der Vulkane in Hinsicht auf die Faltengebirge betrachtet, erkennt man, daß viele in ihnen liegen, wie die des Andenbogens, der Demavend im Elburz, die des Kaukasus u. a., wo sie aber recht als Nebenerscheinungen bei der Bildung der Oberflächenformen auftreten und den Gebirgsbau oft kaum stören. Faltungsstörungen reichen eben nicht so tief in die Erdkruste hinab und die starke Sedimentdecke erschwert das Zutagetreten des Magmas, was im Schollengebirge durch die tiefreichenden Bruchlinien erleichtert wird. Im Einklange damit steht die Beobachtung, daß Faltungsbeben keinen so tiefliegenden Herd haben wie Bruchbeben. Viele Gebirge, wie die Alpen, Himalaja, Apennin u. a., sind fast oder ganz frei von Vulkanen, die sich aber dort einstellen, wo zwei Gebirgszüge zusammentreffen (scharen), wo also wohl stärkere Störungen der Erdfeste eingetreten sind (Plateau Central in Frankreich, Armenien). Das Vorland, in dem durch Zusammenschub oder schon ursprünglich eine starke Sedimentgesteinsdecke liegt, zeigt keine vulkanischen Erscheinungen. Dagegen sieht man sie häufig an der Innenseite von Faltengebirgen (Südseite der Alpen, Karpathen, Apennin) im niedergebrochenen Rücklande, in grabenförmig abgesunkenen Gebieten (Rheingraben, afrikanisch-syrischer Graben, der von Hussavik in Island, Fossa magna Japans usw.). Und zwar sitzen sie dort meist am Rande des Senkungsfeldes, oft in parallelen Reihen an Störungslinien. Auch Bruchlinien, die Faltengebirge im Streichen oder quer dazu durchsetzen, sind oft durch Auftreten von Vulkanen gekennzeichnet.

In vielen Fällen kann man feststellen, daß sie an Störungslinien gelegen sind, die sich oft Hunderte, ja Tausende von Kilometern verfolgen lassen, gerade so wie wir es bei der Verbreitung der Erdbeben kennen gelernt haben. Wenn man nun die Ränder der Kontinente großenteils als Zonen auffaßt, in denen sich Gleichgewichtsstörungen ausgleichen, so ist ihre häufige Lage in Meeresnähe verständlich. Die Meeresbecken sind weite Bruchfelder, deren Tiefen vom flüssigen Elemente erfüllt sind.

Man hat freilich über das Ziel hinausgeschossen, wenn man schematisch durch Vulkane ganze Systeme von Störungslinien legt, die nicht bewiesen werden können. Es ist nicht zu verwundern, daß dieser Übereifer eine Reaktion hervorgerufen hat, die die Unabhängigkeit der vulkanischen Erscheinungen von Spalten zu erweisen sucht. Sicher liegt die Wahrheit wieder in der Mitte. Es gibt Vulkane, die an Spalten gebunden sind, die aber nicht durch deren Tätigkeit geschaffen wurden, sondern die schon früher bestanden und dem Magma den Weg zur Erdoberfläche erleichterten. Gewiß gehört die Mehrzahl der heutigen Eruptionszentren diesem Typus an. Aber es gibt auch solche, die sich ohne vorgezeichneten Weg ihre Bahn zur Oberfläche geschaffen haben. Es hat den Anschein, als ob Faltengebirge eine sehr oberflächliche Erscheinung wären, die nicht tief in das Erdgerüst zerstörend eingreift und daß nur die radialen Störungen, die Bruchlinien, sich tiefer in die Erdkruste bemerkbar machen und den Sitz der vulkanischen Kräfte erreichen und diese auslösen. Die Verteilung der Erdbeben gibt uns einen Ausblick auf große, gemeinsame Ursachen dieses Zitterns der

Erdfeste, nun sehen wir den Blick sich in gleicher Richtung lenken und wir ahnen Zusammenhänge, die wir noch nicht denken können. Die Erdbebenlinien sind großenteils die gleichen Störungen wie die der jungvulkanischen Erscheinungen, die uns ihre große gemeinsame Ursache freilich noch nicht enthüllen.

Die petrographischen Untersuchungen, die über weite Gebiete ausgedehnt werden, scheinen nun neue Gesichtspunkte zu liefern, von denen aus diese Fragen behandelt werden können. Man hat schon früher die „petrographischen Provinzen“ erkannt, deren gleichaltrige Eruptivgesteine gleiche Merkmale (Führung bestimmter Minerale, chemische Eigenschaften) zeigen. In jüngster Zeit glaubt man nun gefunden zu haben, daß die Eruptivgesteine des Pazifischen Vulkankranzes, des Sundabogens und der großen Faltengebirge der Alten Welt Feldspate und auch Quarz führen, während im Gebiete der Schollenländer Europas und Afrikas Quarz fehlt und die Feldspate zum Teil durch kieselsturearmen Nephelin und Leuzit ersetzt werden. Man nennt dies die pazifische und atlantische Sippe der Eruptivgesteine. Diese enthält reichlicher Grundstoffe von hohem Atomgewichte (Kalium, Kalzium, Eisen), während in jener die leichteren überwiegen. Die pazifische Gesteinsreihe wird daher als die leichte Reihe, die atlantische als die schwere bezeichnet. Diese stammt aus tieferen, dichteren Magmazonen als jene und ist an Schollenländer gebunden, die durch Bruchlinien entstanden sind, während die pazifischen Gesteine in Faltengebirgen auftreten, die tangentialen, oberflächlichen Störungen ihre Entstehung verdanken. Diese Unterscheidung ist zwar gegenwärtig noch nicht mit Schärfe durchzuführen, da beide Typen durcheinander auftreten, doch weist sie vielleicht auf große zusammenfassende Züge, die sich wohl mit der Zeit weiter klären werden.

Erklärung der Fremdwörter

Ablation (ablatio lat.) Wegnahme	Apophýse (apophysis gr. Auswuchs) Abzweigung
Abrasión (abrādere lat. abkratzen, abschaben)	Arid (aridus lat.) trocken
die Abtragung durch die Meereswellen	Aseismisch (a gr. bez. ohne, seismós gr. Erschütterung) ohne Erschütterung
Abrasiónsterminante (terminare lat. beenden) Endzustand der Abrasion	Aspít (aspis gr. Schild) schildförmiger Vulkan
Abýssisch (ábyssos gr. grundlos, tief) aus großen Tiefen	Astrál (astralis lat.) als Stern
Adventív- (advenire lat. hinzukommen) zufällig	Aszension (ascensio lat. Aufsteigen) Empordringen
Aeólico (Aíolos gr. der Gott der Winde)	Autochthón (autós gr. derselbe, chthón gr. Boden) an Ort und Stelle gebildet
von Winden herrührend	Automóph (autós gr. selbst, morphē gr. Gestalt) von eigener Gestalt
Agrogeologie (agrós gr. Acker) Untersuchung der Ackerböden	Azidität (aciditas lat. Säure) Säuregehalt
Akkumulativ (accumulare lat. anhäufen) angehäuft	Barysphäre (barys gr. schwer, sphaira gr. Kugel) Zone der schweren Massen
Akratopége (ákratos gr. ungemischt, pegē gr. Quelle) kalte Quelle	Batholíth (bathýs gr. tief, lithos gr. Stein)
Akratotherme (ákratos gr. ungemischt, thermós gr. warm) heiße Quellen	Bathroklasen (bathron gr. Bank, klaο gr. zerbreche) Fugen zwischen Bänken
Allochthón (allos gr. ein anderer, chthón gr. Boden) auf fremdem Boden	Bathyál (bathýs gr. tief) in der Tiefe befindlich
Alluvium (alluvium lat.) Anschwemmung	Bathymetrisch (bathýs gr. tief, metron Maß) der Wassertiefe nach
Alphítit (álphiton gr. Mehl) Staubgestein	Belonit (belos gr. Wurfgeschoß)
Anastróphe (anastrophē gr.) Umgestaltung	Benthonisch (benthos gr. Tiefe) in der Tiefe befindlich, lebend
Anekatháretisch (aná gr. hinauf, ek gr. aus, kathairein reinigen) von unten ausräumend	Biolíth (bios gr. Leben, lithos gr. Stein) durch Lebensprozeß entstandenes Gestein
Anemogén (ánemos gr. Wind, gígnomai gr. ich werde) durch Wind gebildet	Bionomisch (bios gr. Leben, nomos gr. Ge- setz) das Leben betreffend
Antezedént (antecedere lat. vorangehen) früher vorhanden	Biosphäre (bios gr. Leben, sphaira gr. Kugel) Zone des Lebens auf der Erde
Antiepizentrum (antí gr. gegen, Epizentrum)	Bocca (pl. bocche ital.) Mund, Öffnung
Gegenpol des Epizentrums	Bonebed engl. Knochenschicht
Antiklinale (antí gr. entgegen, klinein gr. neigen) Schichtwölbung	Bradyseismisch (bradýs gr. langsam, seismós gr. Bewegung) langsam bewegend
Aphótisch (a bez. ohne, phōs gr. Licht) in lichtloser Tiefe befindlich	Breccie (it.) Brockenstein, Mengstein

Deflation (deflare lat. abblasen) Abblasung	Epigenetisch (epí gr. auf, oben, gígnomai gr. entstehen) von oben entstanden
Deklination (declinatio lat.) Abweichung	Epikontinental (epí gr. auf) auf den Kontinenten befindlich
Dendrit (dendron gr. Baum) baumförmige Zeichnung	Epizentrum (epí gr. auf, centrum lat. Mittelpunkt) Mittelpunkt auf der Oberfläche
Denudation (denudare lat. entblößen) Entblößung	Erosion, erodieren (erodere lat. wegfressen, abnagen) Abtragung der Erdoberfläche
Depression (depressio lat.) Einsenkung	Erratisch (erraticus lat. umherirrend) verschleppt
Desquamation (desquamare lat.) abschuppen, Abschuppung	Eruption (erumpere lat. ausbrechen) Ausbruch
Deszendierend (descendere lat. herabsteigen) absteigend	Eruptose (eruptio lat. Ausbruch) das durch Ausbruch geförderte Material
Detritär, Detritus (deterere lat. abreiben) durch Abreibung entstanden	Euryhalin (eurýs gr. weit, hals gr. Salz) große Salzgehaltschwankungen vertragend
Diagenēse (diagénésis gr.) Umbildung	Eurythém (eurýs gr. weit, thermós gr. warm) große Wärmeschwankungen vertragend
Diaklasen (diaklao gr. zerbreche) Brüche	Eustatisch (eu gr. wohl, stasis gr. Stehen, Stand) im Gleichgewichte
Dialytisch (dialyein gr. auflösen) durch Auflösung	Eversion (evortere lat. aufwühlen) Kolkung
Diatrēme (diatitroa gr. durchbohre) Durchbruch	Exaration (exaratio lat. Auspfügung) Ausschürfen
Diluvium, diluviäl (diluvium lat. Überschwemmung) die letzte Periode der Erdgeschichte, die in ihr entstandenen Bildungen	Exhalation (exhalatio lat. Aushauchung) Gasausströmung
Disjunktiv (disiunctus lat. getrennt) durch Trennung (Auseinanderzerrung) entstanden	Exogen (exo gr. außerhalb, gígnomai gr. ich werde) außerhalb entstanden
Diskordanz, diskordant (discordare lat. uneinig sein) unregelmäßige Überlagerung, in u. Ü.	Exokinetisch (exo gr. außen, kinēin gr. bewegen) durch Bewegung von außen
Dislokation (dislocare lat. entfernen) Lageveränderung einer Schicht	Exostotisch (ex gr. aus, ostéon gr. Knochen) durch äußerliche Knochenwucherung
Dynämis (dýnamis gr. Kraft) durch Kraft	Exsudation (exsudatio lat.) Ausschwitzung
Dynamometamorphose (dýnamis gr. Kraft, metamóphosis gr. Veränderung) Veränderung durch Einwirkung einer Kraft	Fazies, faziell (facies lat. Antlitz) Ausbildung (einer Ablagerung, einer Landschaft)
Effusiv (effundere lat. ergießen) von Erguß herrührend	Flexür (flexura lat.) Biegung
Eforation (efforare lat. ausbohren) Ausbohrung	Fluidalstruktur (fluidus lat. flüssig) Fließstruktur
Eluvium (eluvies lat.) Ausspülung	Fluviäl, fluviatil (fluvialis, -tilis lat.) zum Flusse gehörig
Emanation (emanare lat. herausströmen) Ausströmung von Gasen	Formation (formatio lat. Bildung) Gesteinsbildung, der durch sie gekennzeichnete Zeitraum
Emergénz (emergere lat. auftauchen) Auftauchen	Fossil, Adjekt. fossil (fossilis lat. ausgegraben) in Gesteinen eingebetteter organischer Rest
Endogen (endon gr. innen, gígnomai gr. ich werde) im Innern entstanden	Fukoiden (fucus lat. Seetang, Seegras) tangähnliche Gebilde
Entokinetisch (entos gr. innerhalb, kinēin gr. bewegen) durch Bewegung im Innern	Fumaröle (fumus lat. Rauch) Rauch-, Dampfausströmung
Epeirogenetisch (épeiros gr. Festland, gígnomai gr. ich werde) die Entstehung der Kontinente betreffend	

- | | |
|--|--|
| Gastrolith (gastēr gr. Magen, lithos gr. Stein) | Homoseismen (homo- gr. gleich, seismós gr. Erschütterung) Linien gleicher Erschütterung |
| Magenstein | |
| Geantiklinale (gē gr. Erde, Antiklinale) | Homotáx (homo- gr. gleich, taxis gr. Reihe, Ordnung) gleichwertig |
| Faltenzüge der Erde | |
| Geobios (gē gr. Erde, bios gr. Leben) Landbewohner | Hydatogen (hydor gr. Wasser, gignomai gr. entstehen) im Wasser entstanden |
| Geöde (geódes (gr.) erdartig | Hydratation (hydror. gr. Wasser) Wasseraufnahme von Gestein |
| Geoid (gē gr. Erde, eidos gr. Gestalt) Erdgestalt | Hydro(iso)hypsen (hydror gr. Wasser, isos gr. gleich, hypsos gr. Höhe) Linien der Wasseroberfläche von gleicher Höhe |
| Geognosie (gē gr. Erde, gnōsis gr. Erkenntnis) | Hydrolytisch (hydror gr. Wasser, lyein lösen) durch Lösung in Wasser |
| das Wissen von der Erde | Hydrosphäre (hydror gr. Wasser, sphaira gr. Kugel) Wassermantel der Erde |
| Geoisothermen (gē gr. Erde, isos gr. gleich, thermós gr. warm) Linien gleicher Erdwärme | Hydrostatisch (hydror gr. Wasser, stasis gr. Stehen, Stand) das Gleichgewicht des Wassers betreffend |
| Geologie (gē gr. Erde, lógos gr. Lehre) Erdkunde | Hyperostose (hypér gr. über, ostéon gr. Knochen) Knochenwucherung |
| Geomorphogenie (gē gr. Erde, morphē gr. Gestalt, gignomai gr. ich entstehen) die Lehre von der Entstehung der Oberflächenformen der Erde | Hypozentrum (hypó gr. unter, centrum n. lat. Mittelpunkt) Mittelpunkt im Innern |
| Geomorphologie (gē gr. Erde, morphē gr. Gestalt, logos gr. Lehre) Lehre von den Oberflächenformen der Erde | |
| Geosynklinale (gē gr. Erde, Synklinale) | |
| Tiefenlinien der Erde | |
| Geotektonik (gē gr. Erde, tektonikē gr. Baukunst) Bau der Erdkruste | |
| Geothermisch (gē gr. Erde, thermós gr. warm) die Erdwärme betreffend | |
| | |
| Habituell (habitus lat. Zustand, Eigentümlichkeit) eigentümlich | Ichnologie (ichnos gr. Fährte, logos gr. Lehre) Lehre von den Fährten |
| Haloïd (hals gr. Salz, eidos gr. Art) salzig | Illuvial (illuvies lat. aufgeweichter Boden) |
| Halo-pege, -therme (hals gr. Salz, pegē gr. Quelle, thermós gr. warm) kalte, warme Salzquelle | Infiltration (infiltrare neulat.) Einsehung, Eindringung |
| Hemipelagisch (hemi gr. halb, pélagos gr. Meer) nicht auf ganz hoher See lebend | Ingression (ingressio lat.) Eindringen |
| Heteropisch (héteros gr. ein anderer, ops gr. Antlitz = Fazies, siehe oben!) von verschiedener Ausbildung | Injektion (inieictio lat.) Einspritzung |
| Heterotopisch (héteros gr. ein anderer, topos gr. Ort) an einem anderen Orte befindlich, durch den anderen Ort bedingt | Inklination (inclinatio lat.) Neigung |
| Hieroglyphen, heilige Schriftzeichen, Bilderschrift, in der Geologie: diesen ähnliche Gebilde, Zeichnungen | Instantan (instans lat. gegenwärtig) heutig |
| Holosiderit (holos gr. ganz, siderites gr. von Eisen) | Intratellurisch (intra lat. inwendig, tellus lat. Erde) im Erdinnern |
| Homogen (homogenēs gr. gleicher Art) einheitlich | Intrusion (intrudere lat. hineindrängen) Einpressung |
| | Inundation (inundatio lat.) Überschwemmung |
| | Invérs (inversus lat.) umgekehrt verkehrt |
| | Isoanabasen (isos gr. gleich, anabainein gr. hinaufsteigen) Linien gleicher Erhebung |
| | Isochrone (isos gr. gleich, chronos gr. Zeit) |
| | Linie gleicher Zeit |
| | Isogone (isos gr. gleich, gonía gr. Winkel) |
| | Linie gleicher Winkel |
| | Isoklinal (isos gr. gleich, klinein gr. neigen) |
| | gleichsinnig geneigt |
| | Isokline (isos gr. gleich, klinein gr. neigen) |
| | Linie gleicher Neigung, Schichten g. N. |

Isopisch (isos gr. gleich, ops gr. = Fazies) von gleicher Fazies	Lateralverschiebung (lateralis lat. seitlich) seitliche Verschiebung
Isostasie, isostatisch (isostasios gr. gleichstehend) Gleichgewicht	Laterit (later lat. Ziegel) roter Zersetzungston
Juvenil (iuvenilis lat. jugendlich) jung	Lignit (lignum lat. Holz) Holz im Beginne der Umwandlung in Kohle
Katakläs- (katá gr. hernieder, klaw gr. ich zerbreche) ganz zerbrochen	Limnisch (limne gr. See) in einem See gebildet, befindlich
Klastisch, klastisch, Klastematika (klaw gr. ich zerbreche) aus Bruchstücken bestehend	Lithogenese, Lithogenie (lithos gr. Stein, génesis gr. Entstehung) Bildung der Gesteine
Kaustisch (kaustikós gr. brennend) durch Hitze	Lithoklasen (lithos gr. Stein, klaw zerbreche) Sprünge im Gestein
Kaustobiolith (kaustikós gr. verbrannt, brennbar, Biolith) brennbare durch Lebensprozeß entstandene Gesteine	Lithologisch (lithos gr. Stein, logos gr. Lehre) die Gesteinsbeschaffenheit betreffend
Konglomerat (conglomerare lat. zusammenballen) verkitte Gerölle	Lithosphäre (lithos gr. Stein, sphaire gr. Kugel) Gesteinszone, Erdrinde
Koniide (konos gr. Kegel, eidos gr. Gestalt) kegelförmiger Berg	Litoräl (litoral lat.) die Küste betreffend, küstennah
Konkordant, Konkordanz (concordare lat. übereinstimmen) regelmäßig, Regelmäßigkeit	Lumachelle (ital.) Muschelmarmor
Konkretion (concretio lat. Verdichtung) Verfestigung	Magma (magma gr. Gemisch) glutflüssige Gesteinsmasse
Konsequent (consequi lat.) nachfolgend	Makroseismisch (makrós gr. groß, seismós gr. Bewegung) stark bewegend, bewegt
Kontakt (contactus lat.) Berühring	Matrix (lat.) Muttergestein
Kontaktmetamorphose (siehe oben!) Veränderung durch Berühring	Metamorphose (metamorphosis gr.) Veränderung
Konvektions- (convectio lat. Zusammenbringen) Mischungs-	Metasomatisch (metá gr. Adverb bezeichnet eine Umwandlung, soma gr. Körper) durch stoffliche Umwandlung
Koprolith (kopros gr. Mist, lithos gr. Stein) versteinerte Exkremeante	Meteörisch (metéoros gr. in der Luft befindlich) m. Wasser = Regenwasser
Korradieren, Korrasion (corrader lat. Zusammenscharren) Ausschürfen	Migration (migratio lat.) Wanderung
Korrasion (corrodere lat. zernagen) Zernagung	Mikroseismisch (mikrós gr. klein, seismós gr. Bewegung) gering bewegend, bewegt
Kosmisch (kosmos gr. Weltall) aus dem Weltall stammend, im W. befindlich	Mimetismus (miméomai gr. ich ahme nach) Nachahmung
Kosmogén (kosmos gr. Weltall, gígnomai gr. entstehen) aus dem Weltraum stammend	Minerogén (gígnomai gr. ich entsteh) aus einem Mineral entstanden
Kristalloblastisch (krýstallos gr. Kristall, blastanein gr. sprossen) unter Kristallbildung	Monogén (monos gr. einz, gígnomai gr. ich werde) einheitlich entstanden
Kryogén (kryos gr. Frost, gígnomai gr. entstehen) durch Eis gebildet	Monoklinäl (monos gr. einz, klinein gr. neigen) nach einer Seite geneigt
Kryokonit (kryos gr. Frost, konis gr. Staub)	Morphogenie siehe Geomorphogenie
Kryptovulkanisch (kryptós gr. verborgen)	Morphologie siehe Geomorphologie
Kumulovulkan (cumulare lat. anhäufen) aufgehäufter Vulkan	Muriatisch (muriaticus lat.) salzig
Lakkolith (lakkos gr. Zisterne, lithos gr. Stein)	Mylonit (mylé gr. Mühle) zermahlenes Gestein
	Nektonisch (neo gr. ich schwimme) schwimmend
	Neritisch von Nereís (gr. Nereide, Nymphe) in seichtem Meere befindlich, gebildet

Nife aus Ni (Nickel) und Fe (ferrum, Eisen) Nickeleisen	Petrefakt (petra gr. Stein, facere lat. machen) Versteinerung
Obstruktion (obstructio lat.) Verschließung Ontogenetisch (on gr. seiend, gēnesis gr. Entstehung) die Entwicklung betreffend Ontologisch (on gr. seiend, logos gr. Lehre) auf dem heute Bestehenden fußend Ooide (oocidēs gr. eähnlich) eähnliche Ge- bilde	Petrographie, petrographisch (petros gr. Stein, graphein gr. schreiben) Lehre von den Steinen, diese betreffend
Oolith (oōn gr. Ei, lithos gr. Stein) eähn- liche Gesteinsbildung.	Photosphäre (phōs gr. Licht, sphaira gr. Kugel) Lichtzone
Oolithoid (eidomai gr. ähnlch sein), Oolith ähnlich	Phreatisch (phrear gr. Brunnen) wasser- führend
Originär (originarius lat.) ursprünglich Orogenetisch (oros gr. Berg, gígnomai gr. ich werde) die Gebirgsbildung betreffend Orthogneis (orthós gr. recht) echter Gneis Orthotherme (orthós gr. richtig, thermós gr. warm) die richtige, normale Tempe- ratur besitzende Quelle Oszillation (oscillatio lat.) schwingende, schwankende Bewegung	Phylogenie (phylon gr. Stamm, gígnomai ich werde) Stammesgeschichte
Pachyostose (pachýs gr. dick, ostéon gr. Knochen) Knochenverdickung	Phytogen (phytón gr. Pflanze, gígnomai gr. ich entstehe) aus Pflanzen entstanden
Paläontologie (palaiós gr. alt, on gr. seiend, logos Lehre) die Lehre von den alten Lebewesen, von den Versteinerungen	Phytolith (phytón gr. Pflanze, lithos gr. Stein) durch Pflanzen gebildetes Gestein
Paläophytologie (palaiós gr. alt, phytón gr. Pflanze, logos gr. Lehre) Lehre von den fossilen Pflanzen	Piëzoglypten (piëzein gr. drücken, glyphein gr. aushöhlen) durch Druck geschaffene Höhlungen
Páragneis (pará gr. neben, falsch) falscher Gneis	Piperock (pipe engl. Pfeife, rock engl. Fels) Pfeifenstein
Paraklase (pará gr. vorbei, klaw gr. ich zer- breche) Kluft, an der Bewegung erfolgt ist paräatisch (pará gr. bei, hals gr. Meer) am Meere gelegen	Pisolith (pisos gr. Erbse, lithos gr. Stein) Erbenstein
Parasitismus von parásitos gr. Schmarotzer	Planetär (von Planet, Irrstern) planetähnlich
Paroxysmus (paroxysmós gr.) Anreizung	Planktonisch (plazestai gr. verschlagen wer- den) auf dem Wasser treibend
Pedionit (pedion gr. Ebene) Vulkan ohne Erhebung	Pleistoseistisch (pleistos gr. das Meiste, seismós gr. Erschütterung) am meisten erschüttert
Pedologie (pédon gr. Erdreich, logos Er- kenntnis) Lehre von den Ackerböden	Pleochroitisch (pleon gr. mehr, chrós gr. Farbe) vielfärbig
Pelagisch (pélagos gr. Meer) auf hoher See befindlich, lebend	Plutonisch (von Pluto, dem König der Unterwelt) unterirdisch
Pelit (pelós gr. Schlamm) aus Schlamm ge- bildetes Gestein	Pluviäl (pluvialis lat.) durch Regen ge- schaffen
Periklinäl (periklinēs gr. sich ringsum nei- gend) allseitig geneigt	Pneumatitisch (pneuma gr. Hauch, Wind) gasig, aus gasförmigem Zustande
Permeabilität (permeabilis lat. durchlässig) Durchlässigkeit	Pneumatogén (pneuma gr. Hauch, gígnomai gr. entstehe) auf dampfförmige Weise ent- standen
	Pneumatolytisch (pneuma gr. Hauch, lyein gr. lösen) dampfförmig gebildet
	Polygen (polýs gr. viel, gígnomai gr. ich werde) verschieden entstanden
	Prae- (lat.) vor
	Präzipitität (praecipitare lat. herabstürzen) Niederschlag
	Produktives Karbon (productivus lat. zur Erzeugung geeignet) flözführende Kohlen- formation
	Profil (frz.) das Seitenbild, die Durch- schnittsansicht
	Profund (profundus lat.) tief

Psammít (psammos gr. Sand) aus Sand gebildetes Gestein	Sekretion (secretio lat.) Ausscheidung
Psephít (psephos gr. Stein) aus Steinen gebildetes Gestein	Sekundär (secundarius lat.) zur zweiten Reihe gehörig, an zweiter Stelle befindlich
Pseudoglazial (pseudos gr. Lüge, glacies lat. Eis) eisähnlich	Selektiv (selectio lat. Auswahl) auswählend
Pulsation (pulsatio lat.) Stoßen	Siderisch (sidus lat. Gestirn) von den Sternen stammend
Pyrosphäre (pýr gr. Feuer, sphaira gr. Kugel) feurige Zone des Erdinnern	Sigmoidál (sigmoeidēs gr.) von der Gestalt des Sigma
Quaquaversäl (quaqua lat. wohin immer, versare lat. wenden) nach allen Seiten gewendet	Simultanbeben (simul lat. zugleich) gleichzeitiges Beben
Reakkumulation (re lat. wieder, accumulatio lat. Aufhäufung) Wiederaufhäufung	Sinupalliat (sinus lat. Bucht, palliatus lat. mit einem Mantel versehen) mit Mantelbucht versehen (bei Muscheln)
Regelation (re lat. wieder, gelari lat. gefrieren) Wiedergefrieren	Sipho (siphon gr. Spritze) Druckleitung einer Flüssigkeit, röhrenförmiges Organ von Mollusken
Regression (regressio lat.) Zurückweichen	Solifluktion (solum lat. Boden, fluctio lat. Fließen, Strömung) Bodenrutschung
Relais (frz.) Ablösung	Spezifisch (species lat. Art) der Art nach
Relikt (relictus lat.) zurückgelassen	Sporadosiderit (sporas gr. vereinzelt, siderites gr. von Eisen)
Rezént (recens lat. jung) gegenwärtig, jetzt	Stenohalín (stenós gr. eng, hals gr. Salz) auf gewissen Salzgehalt beschränkt
Rhegmaglypten (rhegma gr. Bruch, glyphein gr. aushöhlen) durch Bruch bewirkte Höhlungen	Stenothérém (stenós gr. eng, thermós gr. warm) auf gewisse Wärme beschränkt
Rheuklastisch (klaos gr. ich zerbreche) aus Erguß und Trümmern gebildet	Stratigraphie (stratum lat. Schicht, graphein gr. schreiben) Beschreibung der Schichten der Erdrinde
Rheumatítisch (rheuma gr. Fluß) aus Fluß entstanden	Stratosphäre (stratum lat. Schicht, sphaira gr. Kugel) Zone der Schichtgesteine der Erdrinde
Rotatorisch (rotare lat. herumdrehen) drehend	Stratovulkan (stratum lat. Schicht) Schichtvulkan
Rupturell (rumpere lat. brechen) gebrochen, mit Bruch	Styloolith (stylos gr. Säule, lithos gr. Stein)
Säkulär (saecularis von saeculum lat. Jahrhundert) langandauernd, langsam	Subaërisch (sub lat. unter, aër lat. Luft) am Boden des Luftmeeres befindlich, entstanden
Sal, salisch (aus S für Silicium und Al = Aluminium gebildet)	Subaquatisch (sub lat. unter, aqua lat. Wasser) unter dem Wasser befindlich
Sapropél (sapróts gr. faul, pelós gr. Schlamm) Faulschlamm	Subsequént (subsequi lat.) gleich darauf folgend
Sedimént (sedimentum neulat.) Absatz, Niederschlag	Sukkessorisch (succutere lat. von unten stoßen) stoßförmig
Seismologie (seismós gr. Erschütterung, logos gr. Lehre) Erdbebenlehre	Suspendiert (suspendere lat. schweben lassen in einer Flüssigkeit schwabend)
Seismometer (seismós gr. Erschütterung, metron gr. Maß) Erdbebenmesser	Symbiose (symbiosis gr.) Lebensgemeinschaft
Seismoskóp (seismós gr. Erschütterung, skopéin gr. beobachten) Instrument zur Beobachtung von Erdbeben	Synchrón (syn gr. mit, zusammen, chro gr. Zeit) gleichzeitig
Seismotektonisch (seismós gr. Erschütterung, tektonikē gr. Baukunst) die Beziehungen von Beben und Bau der Erdrinde betreffend	Synklinale (syn gr. zusammen, klinein gr. neigen) gegeneinander geneigt, Mulde
	Syssiderít (syn gr. mit, siderites gr. von Eisen)

Tachyseismisch (tachýs gr. schnell, seismós gr. Bewegung) rasch bewegend	Transversäl (transversus lat.) schräg
Tektít (tektoz gr. geschmolzen)	Underclay (engl.) Liegendton
Tektónik (tektonikē gr. Baukunst) Bau der Erdrinde	Undulatorisch (undulatus lat. wellenförmig) wellenförmig
Tellurisch (tellus lat. Erde) irdisch	
Terra rossa (ital.) rote Erde	
Terrester (terrester lat. auf der Erde befindlich, von der Erde stammend) festländisch	
Terrigén (terra lat. Erde, gígnomai gr. ich entstehe) von der Erde, dem Festlande stammend	Vadös (vadosus lat. seicht) aus geringer Tiefe stammend
Tethys (gr.) Gemahlin des Okeanos, nach dieser benanntes Meer der Vorzeit	Vikarierend (vicarius lat. stellvertretend) ablösend
Therme (thermós gr. warm) warme Quelle	Virgation (virga lat. Rute) rutenförmige Verzweigung
Tholoid (tholos gr. Rundgewölbe) kuppelähnliche Gestalt	Vulkanogén (gígnomai gr. ich entstehe) aus einem Vulkan stammend, vulkanisch
Transgredieren, Transgression (transgredior lat. ich überschreite) Übergreifen eines Meeres auf das Festland	Xenomórfph (xenos gr. fremd, morphē gr. Gestalt) von fremder Gestalt
Translation (translatio lat. die Versetzung) Verschiebung	Zoogén (zoon gr. das lebende Wesen, gígnomai gr. ich entstehe) von Tieren stammend
	Zoolith (zoon gr. lebendes Wesen, lithos gr. Stein) durch Lebewesen gebildetes Gestein

Sachregister

Aa 53	Arealeruption 6, 40	Batholith 39
Abdampfungsreihe Usiglos 352	Areg 334	Bathroklasen 47, 141
Abblasung 327	Arkossensandstein 409	Bathymetrische Zonen 402
Abkühlungsspalten 47, 60	Artesische Brunnen 272	Baue fossiler Wirbeltiere 436
Ablagerung 184	Åsar 319	Belonit 96
Ablation 295	Aschenkegel 62	Bergfeuchtigkeit 271
Abrasion 286	Asche, vulkanische 62	Bergkompaß 105
Abrasionsfläche 289	Äspit 96	Bergkreide 308
Abrasionsterminante 287	Asphalt 380	Bergmilch 308
Abraumsalze 355	Atmosphäre 8	Bergrutsche 215
Absatzgesteine 349, 407	Atoll 384	Bergschläge 142
Abschuppung 187, 190	Atrio del Cavallo 78	Bergschlipfe 215
Absonderungsfläche 349	Aue 236	Bergstürze 168, 215
Abtragung 184	Auelehm 396	Bernstein 375
Abtragungsfächen 347	Auflagerungsfläche 349	Bernsteininsekten 441
Abtragungsgebirge 253	Aufschluß 133	Besteg 349
Ackerkrume 208	Aufschüttungsgebirge 100	Bewegung loser Massen 212
Äolische Abtragung 333	Aufschüttungsvulkan 96	Bienenwabenstruktur 187
Äolische Korrasion 342	Augensteine 270, 395	Billitonite 32
Ätna 84	Auskeilen 350	Biolithe 349, 368
Agrogeologie 205	Ausstreichen 351	Bimsstein 62
Akratopegen 279	Australite 32	Biosphäre 8
Akratothermen 279	Austrocknungsspalten 414	Bitterwässer 279
Alluvium 395	Austrocknungssprünge 189	Bitume 377
Alm 399	Auswürflinge 61	Blähung des Gipses 202
Alphitit 387	Automorphe Bruchformen 118	Blait 123
Alter der Erde 24	Aziditätsreihe der Eruptiv- gesteine 484	Blaubänderstruktur 299
Altwässer 246	Bactryllien 439	Bleichsand 209
Anastrophem 23	Badlanderosion 338	Blitzröhren 417
Anekkathäretische Erosion 262	Bänderton 320, 390	Blockgipfel 207
Anhydrit 352	Baersches Gesetz 249	Blocklehm 315, 390
Anthrazit 373	Bahnen 47	Blockmeer 207
Antiepizentrum 153	Bakterien, fossile 468	Blockstrand 285, 402
Antiklinalfalte 125	Bank 349	Blockströme 213
Antiklinaltal 135	Barchan 334	Blockverwitterung 207
Apalhraun 53	Barranco 52, 98	Blockwall 319, 390
Apophysen 42	Barriereeis 314	Blutregen 330
Aptychen 442	Baryosphäre 7	Bodenarten 205, 209
Aptychenkalke 419		Bodeneis 323
Aragonit 353, 358		Bodenfließen 213

- | | | |
|-------------------------------------|--------------------------------|---|
| Bodenkriechen 191 | Diagenese 407 | Endfläche, absolute 348 |
| Bodenkunde 205 | Diagonalschichtung 351 | Endfläche, pluvio-fluviale 249 |
| Bodenunruhen 149 | Diagonalschichtung (Dünen) 337 | Endkurve der Erosion 239 |
| Boghead 373 | Diaklasen 47, 141 | Endsee 221, 229 |
| Bohnerz 210, 366 | Dialytisch 387 | Epeirogenetische Bewegungen 475 |
| Bohrlöcher, fossile 449 | Diatomeenschlamm 404, 468 | Epizentrum 152 |
| Bomben, vulkanische 61 | Diatremen 64 | Erbsenstein 359 |
| Bonebed 380 | Diluvialzeit 326 | Erdbeben 148 |
| Bora 329 | Diluvium 177 | Erdbebenachse 157 |
| Borax 356 | Dimyarier 445 | Erdbebenbeobachtung 182 |
| Brandschiefer 379 | Disjunktive Gräben 117 | Erdbeben, Bewegungsform 149 |
| Brandungskehle 286 | Diskordante Lagerung 133 | Erdbeben, Bodenbewegungen 162 |
| Braunerde 209 | Diskordanz, maskierte 407 | Erdbebenbrücken 159 |
| Braunkohle 370 | Diskordanz, wiederholte 133 | Erdbeben, Einteilung der 149, 156 |
| Breccien 387, 389, 409 | Dislokation 104, 111 | Erdbebenflutwellen 176 |
| Breccien, vulkanische 62 | Dislokationsbreccie 113, 140 | Erdbebengürtel 484 |
| Brockentuff 100 | Dislokationsmetamorphose 138 | Erdbebenherd 151 |
| Bruch 111 | Dolinen 198 | Erdbebeninseln 159 |
| Bruchfelder 116 | Dolomit 386 | Erdbebenlehre 149 |
| Bruchflächen 111 | Dreikanter 343 | Erdbeben, Lichterscheinungen 174 |
| Bruchlose Umformung 138 | Driftton 396 | Erdbeben, magnetische Störungen 175 |
| Brüchige Umformung von Gesteinen 41 | Drifttheorie der Erratika 321 | Erdbeben, Schallerscheinungen 174 |
| Brühwärme 14 | Druckbreccie 113, 140 | Erdbebenschäden an Gebäuden 170 |
| Bryozoenkalk 456 | Drumlins 307 | Erdbeben Schwarm 161 |
| Butzen 367 | Düne 334, 391 | Erdbebenspalten 162, 173 |
| Caldera 52, 98 | Dunkelrinden 195 | Erdbeben, Ursachen 149 |
| Carnallit 355 | Durchbruchsgesteine 43 | Erdbeben, Verbreitungsform 154 |
| Cephalopodenkalk 456 | Durchgangshöhlen 324 | Erde, Dichte 10 |
| Cetolithen 404, 428 | Durchlässigkeit des Bodens 271 | Erde, Gestalt, Größe, Oberfläche 8 |
| Chamsin 329 | Dutenmergel 411 | Erdbrände 374 |
| Chapapoteras 468 | Dynamische Geologie 23 | Erdfall 150, 267 |
| Chemische Ablagerung 352 | Dynamometamorphose 138, 416 | Erdgas 375 |
| Chilisalpeter 356 | Effusivgestein 43 | Erdgezeiten 106, 149 |
| Chondrite (Meteoriten) 30 | Eforation 263 | Erdinneres 17 |
| Chondriten (Fukoiden) 451 | Einkanter 343 | Erdöl 377 |
| Chronische Schüttergebiete 482 | Einsprenglinge 43 | Erdpech 380 |
| Dammerde 208 | Einsturzdoline 150, 200, 267 | Erdpyramide 224 |
| Dammseen 216 | Eisberge 312 | Erdrinde 17 |
| Dammstufe 293 | Eisdrift 312 | Erdrinde, Bestimmung der Stärke der 182 |
| Decke 123, 136 | Eisenocker 366 | Erdwachs 380 |
| Deckenergüsse 95 | Eiserner Hut 202 | Erdwärme 13 |
| Deckentheorie 146 | Eishöhlen 324 | Ergußgesteine 43 |
| Deflation 327 | Eisstaub 389 | Erosion 184 |
| Delta 236, 397 | Eisstoß 322 | |
| Dendriten 367 | Eiszeit 326 | |
| Denudation 184 | Ekzeme (Salz) 356 | |
| Depression 121 | Elektrische Erdströme 175 | |
| Desquamation 187 | Eluvium 205 | |
| Detritus 188 | Emanation, vulkanische 63 | |
| | Emergenzwinkel 154 | |

Erosion durch fließendes Wasser 220	Fazies des Landschaftsbildes 211, 346	Gebirge, treibendes 142
Erosion, rückläufige 242, 247	Fazies der Sedimente 388, 405	Gebirgsbau 129
Erosionsbasis 250	Felsarten 6	Gebirgsbildung, Theorien 475
Erosionsdiskordanz 407	Felsenmeer 207	Gebirgsfeuchtigkeit 271
Erosion, selektive 347	Felsit 43	Gebirgsschläge 142
Erosionsgebirge 253	Fenster 123	Gefällsterminante 239
Erosionsklippen 252	Fernbelen 156	Gehängelehm 205
Erosion, splitternde 302	Ferner 294	Gekrüpsteine 202, 356, 410
Erosion, Wiederbelebung der 250	Festonbogen 129	Gel 411
Erratische Blöcke 307, 321	Feuerstein 382	Gelberde 209
Erstarrungsgesteine 43	Findlinge 321	Geoantikinalen 476
Eruption 50	Firn 295	Geode 367, 410
Eruptionszentren 49	Firnmulde 295	Geoid 9
Eruptose 7	Fischschiefer 379, 458	Geoisothermen 16
Erzgänge 45, 367	Fjord 319	Geosynkinalen 476
Eske 319	Flächenergüsse 95	Geothermische Tiefenstufe 14
Eustatische Bewegungen 110	Fleckschiefer 45	Gerölle 234, 395
Eustatische Bewegungen des Meeresspiegels 289	Flexur 121	Geschiebe 234, 395
Erosion 239, 241	Fließerde 214	Geschiebelehm 305
Exaration 302	Fließstruktur 47	Geschiebemergel 305, 315
Exhalation 63	Flöze 349, 373	Gestein, anstehendes, gewachsene 211
Exhumiertes Relief 348	Flüsse 233	Gesteine 6
Exostotische Veränderungen 440	Flugsand 329	Gesteine, juvenile 103
Exotische Blöcke 136	Fluidalstruktur 47	Gesteinsbildung 185
Explosionskanäle, -schlote 64	Fluviale Sedimente 394	Geysire 275
Exudation 357	Fluviatile Erosion 220	Gezeitenbremsung 19, 480
Facettengeschiebe 305, 343	Fluvioglaziale Bildungen 308, 390	Gips 355
Fächerfalte 127	Fossil 427	Gipsschlote 196
Fächerförmige Schichtstellung 124	Fossile Landschaftsformen 348	Glättungen 218, 305, 342
Fährten, fossile 338, 435	Fossilien 423, 427	Glasmeteiten 32
Fallen, Fallwinkel 105	Fossilien, massenhaftes Vorkommen 454	Glaubersalz 356
Falten 124 ff.	Fossilisationsprozeß 422	Glaukonitsand 403, 448
Faltendecke 128	Frane 215, 224	Gleitfaltungshypothese 478
Faltendurchkreuzung 147	Frittung 61	Gleitflächen 112
Faltengebirge 142	Fukoiden 449, 469	Gletscher 295
Faltengitter 129	Fulgarite 417	Gletscherbach 297
Falten, orientierte 131	Fumarolen 63	Gletscher, Bewegung 298
Faltenüberschiebung 127	Gänge, vulkanische 42	Gletscherbruch 302
Falten, vikarierende 129	Ganggesteine 43	Gletschereis, Korn 298
Faltenzone 128	Gangtonschiefer 113	Gletscherfall 302
Faltungsdiskordanz 138	Gare 47, 189	Gletscherkreide 308
Faltungsperioden 133	Gastrolithen 439	Gletscherlandschaft 314
Faltung, unharmonische 138	Gebirge, blähendes 142	Gletscherlawine 297, 302
Faluns 383, 402, 456	Gebirge, gehobene 142	Gletschermühlen 308
Fastebene 249	Gebirge, knallendes 142	Gletscher, Nährgebiet 295
Faulschlamm 379	Gebirge, symmetrische und asymmetrische Anlage 144	Gletscher, Regelationstheorie 298
	Gebirge, tektonische 142	Gletscher, regenerierte 297
		Gletscherschliff 305
		Gletscherschrammen 305
		Gletscherschurf 302

Gletscherschwankungen 300	Holzachat 474	Kalkspat 358
Gletscherspalten 301	Homate 96	Kalktuff 363
Gletschersturz 297, 302	Homoscismen 156	Kannelkohle 373, 379
Gletschertisch 307	Homotaxe Gesteine 418	Kanyon 248
Gletschertor 297	Horizontalpendel 179	Kapillare Steighöhe 258
Gletschertrübe 307	Hornitos 57	Kare 318
Gletschertypen 295, 309	Hornstein 382, 454	Karren 196
Gletscher, Zehrgebiet 295	Horst 117, 142	Karst 262
Glimmerschiefer 416	Humusboden 209	Karstlandschaft 198
Globigerinenkalk 454	Hungerbrunnen 273	Karsttrichter 198
Globigerinenschlamm 403	Hydatothermische Umwandlung 44	Karstwässer 262
Grabenbruch 117	Hydro(iso)hypsen 257	Kaskade 239
Grabentäler 252	Hydratation 202	Kataklasstruktur 141, 416
Granitgneis 416	Hydrosphäre 7	Katavothren 267
Graphit 373	Hyperostose 440	Kaustische Umwandlung 60
Graupen 293	Hypozentrum 151	Kaustobiolithe 368
Grauwacke 409	Ichnologie 435	Kettengebirge 144
Griffelstruktur 140	Illuviale Bildungen 204	Kieselgur 381
Grubenfeuchtigkeit 271	Indusienkalke 448	Kiesel-schiefer 382
Grundteis 323	Infusorienerde 381	Kieserit 355
Grundlawinen 294	Ingressionsküste 107	Kieswüste 334
Grundwasser 257	Injektion 42	Kilauea 88
Grus 207	Inkohlung 368	Kimberlitschlote 68, 100
Guano 380	Inlanddünen 320, 391	Klammen 242
Gura 332	Inlandeis 311	Klappersteine 411
Haff 284, 290	Inselberge 332	Klasmatische Produkte 61
Hängegletscher 295	Instantane Bewegungen 111	Klasmatische Vulkane 96
Hängetäler 242	Intensitätsskala 160	Klastische Produkte 188
Härtling 346	Interglazialzeit 326	Klausen 253
Haffe 341	Intratellurische Eruptionen 39	Kliff 286
Hagel 293	Intrusion 42	Klippen 123, 136
Hakenwerfen 191	Intrusivmassen 41	Kluftflächen 111
Halbwüste 222, 338	Inundationsgebiet 236	Kluftwasser 273
Halopegen 279	Isoanabasen 107	Kniefalte 121
Halothermen 279	Isochrone 156	Knistersalz 376
Hamada 331	Isogonen 23	Knochenbreccien 380
Hangendes 351	Isoklinalfalte 126	Knotenglimmerschiefer 45
Hangtäler 222	Isoklinen 23	Knotenschiefer 45
Harnisch 112	Isopische Gesteine 417	Kochbrunnen 275
Hartrinden 194	Isoseimen 156	Kolke 239
Harz, fossiles 471	Isostasietheorie 479	Kolloide 411
Haselgebirge 355	Juvenile Wässer 419	Koloniebildung 453
Hawaii-Typus der Vulkane 87	Kalisalpeter 358	Konglomerate 387, 409
Helluhraun 53	Kalisalze 355	Konglomerate, vulkanische 62
Heteropische Gesteine 417	Kalk 382	Konide 96
Hieroglyphen 449	Kalkoolithe 357	Konkordante Lagerung 132
Höhleneis 324	Kalksinter 359, 363	Konkretionen 410
Hölzer, versteinerte 474		Kontaktgang 367
Hohldruse 367, 410		Kontaktmetamorphose 44, 60, 416
Hohle Gerölle 410		Kontaktminerale 44, 61
Holosiderit 29		Kontinente 10

Kontraktionstheorie der Erde	Lavafontänen 90	Methan 375
479	Lavakanal 57	Mimetismus 450
Kopal 375, 441	Lavaquelltürme 57	Mineralgänge 367
Koprolithen 380, 439	Lavaschornstein 57	Mineralmoor 370
Korallenkalk 454	Lawinen 294	Mineralquellen 279
Korallenriffe 383	Lehm 410	Mistral 329
Korn 234	Leitfossilien 417	Mörtelstruktur 141
Korrasion 185, 212, 220	Leitlinie 128	Mofette 63, 84
Korrasion des Windes (äolische K.) 342	Lesesteine 205	Moldavite 32
Korrasion der Brandung 286	Leuchtkugeln 25	Monadnock 346
Korrasion des fließenden Wassers 238	Liegendes 351	Monoklinaler Schichtenbau 124
Korrasion 196, 410	Lignite 370	Monomyarier 445
Kraftquellen der Erde 19	Liman 284, 290	Montagne Pelée 68
Krakatau 73	Limonit 366, 381	Moränen 304, 315
Krater 49	Linse 350	Moränenamphitheater 315
Krater, parasitäre 86	Lithogenese, Lithogenie 184	Moränenlandschaft 315, 319
Kreuzschichtung 337, 351	Lithoklasen 47, 141	Moränenseen 317
Kreuzschichtung (Dünen) 337	Lithoklasen, entokinetische 414	Morphologie 346
Kriechspuren 449	Lithosphäre 6	Mudlumps 376
Kristalline Schiefer 45	Lithothamnien 469	Mulde 125
Kristallisationsschieferung 416	Lithothamnienkalk 382	Mulden, falsche 126
Kristalloblastische Umwandlung 141	Löß 392	Muldenwendung 128
Kritze 305	Lößboden 337	Mumifizierung 427
Kryokonit 28, 311, 389	Lößmännchen 392	Muren 213, 230
Kryptovulkanische Erscheinungen 39	Lößpuppen 392	Muschelgrus 383, 445, 456
Kulissenfalten 129	Lokalschotter 235, 395	Muttergestein 428
Kumulovulkan 96	Luftsäcke (Höhlen) 324	Mutterlaugensalz 352, 355
Kuppengebirge 99, 143	Luftsattel 135	Mylonit 113, 140
Küstendrift 283	Lumachelle 383, 445	Nachstöße von Beben 161
Lagergang 43, 367	Maar 64	Nagelfluh 409
Lagerstätte von Fossilien 453	Macaluba 377	Nagelkalke 411
Lagerung, inverse 125	Mäander 246	Nahibeben 156
Lagerung, Erkennen normaler und inverser 421	Mächtigkeit einer Schicht 349	Naphtha 377
Lagerung von Schichtgesteinen 104	Magensteine 439	Naßgallen 358
Lagerungsverhältnisse 131	Magma 6, 36	Natron 356
Lagune 284, 290	Magma, Bewegungstheorie 37	Natronsalpeter 356
Lakkolith 41	Magmatische Ausscheidung 45	Naturbrücken 265, 363
Lakustre Sedimente 397	Magmatische Bildungen 104	Necks 100
Landbrücken 13	Magnetismus 23	Nehrung 284, 341
Landschaftsformen 346	Massengebirge 143	Neritisches Gebiet 402
Lapilli 62	Massengesteine 43	Netzleisten 401
Lassen 350, 415	Matrix 428	Nickeleisen 29
Lateralsekretion 367, 415	Meer 282	Nife 11
Laterit 204	Meermühlen 269	Nitromonaden 208
Lava 52	Mergel 409	Nordlicht 175
	Metamorphose 415	Nulliporen 469
	Metasomatische Umwandlung 44	Nunatak 311
	Meteore 25	Oasen 334
	Meteor Crater 31	Oberflächenvulkanismus 36
	Meteoriten 24	Oberflächenwellen 152

- | | | |
|------------------------------------|---------------------------------------|--|
| Obstruktion 75 | Phreatische Schicht 257 | Quellen, Schutzgebiet 280 |
| Ogives 300 | Phyllit 416 | Quellen, thermale 274 |
| Ooide 363 | Phytolith 368 | Quellen, vadose 274 |
| Oolithe 357, 363, 382 | Phytopaläontologie 422 | Quellen, warme 274 |
| Oolithoide 363 | Piedmontglacier 310 | Quellkuppe 57, 71 |
| Organische Substanz, Erhaltung 424 | Pièzoglypten 28 | |
| Orgeln, geologische 197 | Pilzfelsen 207 | Racheln 222 |
| Orogenetische Bewegungen 475 | Pingen 150, 267 | Radioaktive Vorgänge 24 |
| Orthogneis 416 | Pinienwolke 77 | Radiolarienerde 382 |
| Orthothermen 274 | Pipes 68 | Radiolarienschlamm 404 |
| Ortstein 210 | Piperocks 449 | Radiolarit 382, 448, 454 |
| Oszillation des Meeresspiegels 110 | Pisolith 359 | Rapilli 62 |
| Oxydation 202 | Plateaulandschaft 253 | Raseneisenerz 381 |
| Ozeanische Gräben 476 | Plattelschotter 235 | Rasenwälzen 214 |
| Ozokerit 380 | Pleistoseistisches Gebiet 155 | Rauchwacke 410 |
| Pachystose 440 | Pleochroitische Höfe 24 | Reduktion 203 |
| Packeis 323 | Plutonische Gesteine 43 | Regenrillen 196, 222 |
| Pahoehoe 53 | Pneumatitische Produkte 63 | Regenrinnen 222 |
| Paläobiologie 424 | Pneumatogene Kristalle 59 | Regentropfen, fossile 222, 338, 394 |
| Paläophytologie 422 | Pneumatolytische Bildungen 104 | Regression 106 |
| Paläozoologie 422 | Pneumatolytische Metamorphose 44 | Regressionstheorie der Querthalbildung 255 |
| Panzerdecke 6 | Podsolboden 209 | Reibungsbreccie 113, 140 |
| Panzerung der Wüste 345 | Polierschiefer 381 | Reibungsspiegel 112 |
| Paragneis 416 | Polje 267 | Reif 293 |
| Paraklasen 111, 141 | Polschwankungen 480 | Relaisbeben 161 |
| Parallelkanter 343 | Polyhalit 355 | Relaisfalten 129 |
| Parasitismus 450 | Ponore 267 | Reliktenfauna 292 |
| Paroxysmus 50 | Porenvolumen 257, 271 | Reliktenseen 291 |
| Passatstaub 330 | Postvulkanische Vorgänge 63, 281 | Rhegmaglypten 28 |
| Pathologische Verletzungen 440 | Pozzolana 68 | Rheuklastische Vulkane 97 |
| Pazifischer Feuerkreis 485 | Präzipitatgesteine 349, 352 | Rheumatitische Produkte 61 |
| Pedionit 96 | Profil 351 | Riasküste 288 |
| Pedologie 205 | Profunde Schichten 219 | Riesenkessel der Brandung 286 |
| Peles Haar, Tränen 90 | Psammite 387 | Riesentöpfe 239 |
| Peläischer Typus der Vulkane 68 | Psephite 387 | Riesentöpfe der Gletscher 307 |
| Pelite 387 | Pseudoglaziale Erscheinungen 113, 214 | Riffe 383 |
| Peneplain 249 | Pteropodenschlamm 403 | Rillensteine 201 |
| Peripherie Gebiete 221 | Puffröhren 67 | Rippelmarken 283 |
| Peripherische Herde 7 | Pulsationen 149 | Rippen 336 |
| Permanenz der Ozeane 13 | Pyramidenkanter 343 | Roherde 205 |
| Permeabilität des Bodens 271 | Pyrosphäre 6 | Rogenstein 357 |
| Petrefakten 424 | Queenstownite 32 | Rotatorische Bewegung 172 |
| Petrographische Provinzen 488 | Quellen 260, 266, 271 | Rückengebirge 143 |
| Petroleum 377 | Quellen, Einteilung 279 | Rückfaltung 144 |
| Pfeifenquarzit 449 | Quellen, Infiltrationsgebiet 280 | Rückland von Falten 131 |
| Pfeilerbrüche 142 | Quellen, juvenile 104, 274 | Ruinenmarmor 203 |
| Phlegräische Felder 82 | Quellen, kalte 279 | Rumpfflächen 347 |
| Phosphorite 380 | | Rumpfgebirge 143 |
| Photosphäre 6 | | Rundhöcker 302 |
| | | Rundhöckerlandschaft 315, 319 |

Rundschotter 234	Schichtfugen 351	Schuttdecke 211
Rupturelle Umformung von Gesteinen 141	Schichtgesteine 349	Schuttfacetten 214
Ruscheln 142	Schichtköpfe 113, 135	Schutthalden 212
Rutschflächen 112	Schichtstufenlandschaft 332	Schuttkegel 230, 394
Rutschungen, subaquatische 217	Schichtung, periklinale 50	Schutttröme 212
Sabellarites 449	Schichtung, quaquaversale 63	Schutzrinden 195
Säkulare Bewegungen 109	Schichtwasser 272	Schwarzerde 209
Sättel, falsche 126	Schieferton 409	Schwarzkohle 372
Säuerlinge 279	Schieferung, primäre 349	Schwefel 366, 380
Sal 11	Schieferung, sekundäre, trans- versale, falsche 139	Schwefelquellen 280
Salband 367	Schildvulkan 96	Schwefelregen 338, 373
Salinellen 376	Schlackenkegel 62	Schwefelwasserstoff 380
Salsen 376	Schlacken, vulkanische 62	Schwemmkiegel 230
Salz 352	Schlagende Wetter 183, 373	Schwemmlandoline 267
Salzauftrieb 356	Schlammgesteine 387	Schwereanomalien 11
Salzseen 293, 353	Schlammprudel 278	Schwimmsand 272
Salzsteppe 354, 394	Schlammvulkane 376	Schwinde von Karstflüssen 263
Salzton 355	Schlechten 47, 415	Schwundmoränendecke 315
Salzwüste 354, 394	Schleppung 113	Schwundspalten 193, 414
Samum 329	Schlick 403	Scolithus 449
Sand 234, 387, 391	Schliere 36	Sebcha 337, 394
Sandbox 236	Schliffe 218, 305, 342	Sedimente 349, 387
Sandbarre 283	Schlote 49, 355	Sedimente, fluviale 394
Sandhosen 329	Schluchten 242	Sedimente, lakustre 397
Sandr 308, 319, 390	Schlundlöcher 263	Sedimente, limnische 397
Sandstein 387, 409	Schmelzdrift 26	Sedimente, marine 401
Sandstürme 329	Schmitzen 350	Sedimentgesteine 407
Sand, vulkanischer 62	Schnee 293	Sedimentgneis 416
Sandwüste 334	Schneegrenze 293	Seebeben 175
Sapropel 379	Schneelinie 293	Seekreide 399
Sattel 125	Schneeregion 293	Seelöß 393
Sattellinie 128	Scholleneis 322	Seen 290
Sattelwendung 128	Schollengebirge 142	Seen, periodische 267
Sauglöcher 263	Schollenländer 143	Seifen 235
Schären 289	Schorre 282, 402	Seihwasser 259
Schafschliffe 218	Schotter 234	Seismograph 178
Schallphänomen bei Erdbeben 150	Schotterbank 236	Seismologie 149
Schardang 345	Schotterbett 235, 395	Seismoskop 178
Scharung 129	Schratten 196	Seismotektonische Linien 482
Scheitellinie 128	Schreibkreide 419	Sekretion 367
Schelf 287, 402	Schrumpfungstheorie der Erde 479	Senkungsfelder 116
Schelffeis 314	Schubmassen, wurzellose 146	Septarien 410
Scherlinge 136	Schüttergebiet 154, 482	Serac 302
Scheuersteine 305	Schütterlinie 157	Serpulit 455
Schicht 349	Schuppenstruktur durch Faltenüberschiebung 128	Sicheldüne 334
Schichtfläche 349	Schuppenstruktur durch Über- schiebung 123	Sigmoidale Beugung von Schichten 124
Schichtflutten 227	Schutt 188	Silt 396
Schichtfolge 351, 417		Sima 11
		Simultanbeben 161
		Sinkstoffe 235
		Sinterterrassen 359

- | | | |
|--------------------------------|--|---|
| Sintflut 177 | Sternschnuppen 25 | Tektonik 104 |
| Siphone 263 | Stinkkalke 410 | Terra rossa 199 |
| Sippen der Eruptivgesteine 488 | Stinkschiefer 379 | Terrassen 250 |
| Skulpturformen 346 | Stirnwall 303, 307 | Terrassen, rückläufige 291 |
| Skulptursteinkerne 443 | Stöcke, vulkanische 39 | Terrestre Sedimente 389 |
| Soda 356 | Stoßlinie 157 | Thermale Bildungen 104 |
| Sölle 290, 319 | Strandhalde 286 | Thermen 274 |
| Sog 286 | Strandleiste 286 | Thermen, indifferenten 279 |
| Solquellen 279, 355 | Strandlinie, Verschiebung der 106 | Thermenlinie 281 |
| Solfatara 63, 83 | Strandplattform, -terrasse 286 | Tholoid 96 |
| Solifluktion 213 | Strandwall 282 | Tiefeneruptionen 39 |
| Somma 76 | Stratosphäre 349 | Tiefengesteine 43 |
| Soufrière 72 | Stratovulkan 96 | Tiefseebildungen 403 |
| Spalten, exokinetische 111 | Streckung von Gesteinen 140 | Tiefseeton 404 |
| Spalten, vikarierende 124 | Streichen 105 | Tierfallen 467 |
| Spalten, vulkanische 49 | Streichen, periklinales, um- laufendes 128 | Tillit 391, 409 |
| Spaltenergüsse 54, 95 | Streifenboden 214 | Tintenstriche 208 |
| Spaltenfrost 190 | Stromboli 86 | Tjäle 14, 261, 323 |
| Spaltwasser 273 | Stromschnellen 239 | Tongallen 337 |
| Spezialfalten 127 | Stromseen 397 | Tongesteine 387 |
| Spiegel 112 | Strudel 240 | Tonwüsten 337, 394 |
| Spongitenkalk 454 | Strudeltöpfe 239 | Torfmoore 369 |
| Sporadosiderit 29 | Strukturformen 346 | Torrente 230 |
| Spratzkegel 57 | Sturmwall 282 | Transgression 106, 480 |
| Springquellen, pulsierende 275 | Styrolithen 411 | Transgressionskonglomerat 418 |
| Sprudel 275 | Subfossil 423 | Translation des Eises 298 |
| Sprudelstein 359 | Submarine Ausbrüche 97 | Transport der Verwitterungs- produkte 184 |
| Sprunghöhe 113 | Süßwasserkalk 399 | Transversalschichtung 351 |
| Ssel 227, 332 | Sumpferz 210 | Transversalverschiebung 123 |
| Sserir 334 | Suspension 234, 387 | Transversalwellen 152 |
| Staffelbrüche 116 | Symbiose 450 | Trappgebirge 95, 99 |
| Stalagmiten 366 | Synklinalfalte 125 | Traumatische Verletzungen 440 |
| Stalaktiten 365 | Syssiderit 29 | Travertin 365 |
| Staub 392 | Tafelhorste 142 | Trennungsflächen von Ge- steinen 141 |
| Staub, vulkanischer 62 | Tafellandschaft 253 | Tripel 381, 454 |
| Staubgesteine 387 | Tafeltäler 247 | Trockentäler 332 |
| Staublawinen 294 | Tagwässer 220 | Trockentuffe 389 |
| Staubstürme 330 | Takyr 337, 394 | Trocknungsrisse 192 |
| Staukuppe 71 | Täler, antezedente 255 | Tropfwasserglättung 239 |
| Stauseen 216, 230 | Täler, blinde 263 | Trogtal 303 |
| Steineis 323 | Täler, epigenetische 254 | Tromben 329 |
| Steinfall 190 | Täler in Faltengebirgen 253 | Tropfstein 366 |
| Steingirlanden 214 | Täler, reife 246, 248 | Trübung des Wassers 234 |
| Steingitter 187 | Talgletscher 295 | Trümmer, vulkanische 42 |
| Steingletscher 213 | Talstufe 293 | Trümmergesteine 407 |
| Steinkerne 442 | Talwasserscheide 246 | Tschernosjom 209 |
| Steinkohle 372 | Taschenbildung 214 | Tsunamis 176 |
| Steinnetzwerke 192 | Tegel 413 | Tuffe 103, 389, 400 |
| Steinöl 377 | Tektite 32 | Tuffe, vulkanische 62 |
| Steinsalz 352 | | |
| Steinschlag 100, 212 | | |
| Steinwüste 331 | | |

Uadis 332	Virgation 129	Wasser, zersetzende Wirkung 201
Überfaltung 128	Vorläufer eines Bebens 152	Wassereis 322
Übergreifende Lagerung 133	Vorland von Falten 131	Wasserfall 239
Übergußschicht 383	Vorlandgletscher 310	Wasserscheide 245
Überschiebung 112	Vortiefe 478	Wechsel 112
Überschwemmungsgebiet 236, 395	V-Tal 242, 248	Wechsellagerung 351
Umlaufberg 248	Vulcanianischer Typus der Vulkane 75	Wellenfurchen 283
Umwandlungsspalten 414	Vulkan 49	Weltbeben 154
Unterschiebung 112, 146	Vulkanberge, Abtragung der 98	Widmanstättensche Figuren 29
U-Tal 248, 303	Vulkane, Einteilung der 96	Wiederaufsetzen von Klüften 124
Vadose 7	Vulkane, erloschene 49	Wildbäche 230
Vadose Wasser 219	Vulkanembryonen 65	Wildbäder 279
Vauclusequellen 266	Vulkanische Erscheinungen der Tiefe 36, 39	Windkolke 345
Vererzung 408	Vulkanische Gebirge 100	Windröhren 324
Verfärbungshöfe 24	Vulkanische Gesteine 43	Windwirkungen 327
Verflächen 104	Vulkanische Produkte 52	Wirbeltiere, fossile 427
Verkieselung 408	Wackelsteine 189	Wüstenlack 343
Verlustpalten 414	Wadis 332	Wurzeln, tektonische 146
Verrutschtes Terrain 214	Wälder, versteinerte 474	Wurzelregion 136
Versteinerungen 424, 427	Wärmemessungen in Tunnels 15	Xenomorphe Bruchformen 118
Vertikalpendel 179	Wandverwitterung 226	Zahnkaries 440
Verwerfung 111 ff.	Wasser, atmosphärisches 220	Zellendolomit 410
Verwitterung 185	Wasser, Härte 278	Zellenstruktur von Böden 192
Verwitterung, akkumulative 211	Wasser, juveniles 219	Zellulose 368
Verwitterung, chemische 194	Wasser, Klärung 236	Zentralgebiete 221
Verwitterung, physikalische, mechanische 185	Wasser, lösende Wirkung 194	Zentraltiefe 153
Verwitterung, organische 207	Wasser, meteorisches 220	Zersetzungslehm 203
Verwitterungsböden 205	Wasser, Mineralisation 278	Zertalung 247
Verwitterungsdecke 211	Wasser, Schleppkraft 232	Zeugenberg 332
Verzahnung 405	Wasser, totes 246	Zirkusse 190, 245, 318
Vesuv 75	Wasser, umwandelnde Wirkung 201	Zoolithe 368
Viehsteige 218		Zwillingsgletscher 309
		Zwischenmittel 373