

WYDZIAŁY POLITECHNICZNE KRAKÓW

BIBLIOTEKA GŁÓWNA

I
inw.

III
15579

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000301482



GEFALTETER KIESELSCHIEFER DES UNTERKARBONS

von Kupferschiefer und Kalkstein der
Zechsteinformation diskordant überlagert

OSTERODE AM HARZ

Praktische Gesteinskunde

Für Bauingenieure, Architekten und Bergingenieure,
Studierende der Naturwissenschaft,
der Forstkunde und Landwirtschaft

Von

Professor Dr. F. Rinne

13/10
Dritte vollständig durchgearbeitete Auflage
Mit 2 Tafeln und 391 Abbildungen im Text

F. Nr. 28 046



HANNOVER

Dr. Max Jänecke, Verlagsbuchhandlung

1908

J. Rinne

nb.

x
2.24

Alle Rechte, namentlich das Recht der Übersetzung
in andre Sprachen, vorbehalten.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW

III 15579

Druck von Gebrüder Jänecke, Hannover.

Akc. Nr. 2661/49

Begleitwort.

Malleo et mente.

Wie der Titel des vorliegenden Werkes besagt, ist es für Bauingenieure, Architekten und Bergingenieure, Studierende der Naturwissenschaft, der Forstkunde und der Landwirtschaft geschrieben.

Die Berufstätigkeit der ersterwähnten Techniker sowie der Bergingenieure bringt in zahlreichen Fällen die Gewinnung und Verwendung von Gesteinen mit sich, und somit ist für die Genannten eine zweckentsprechende Kenntnis dieser Materialien geboten. Dem Bedürfnisse soll die „Praktische Gesteinskunde“ zunächst entgegenkommen. Jünger der Naturwissenschaften, eingeschlossen die der Geographie, finden in dem hier zur Verfügung gestellten Werke einen ihren Bedürfnissen, wie ich hoffe, gut angepaßten Überblick über das weite Feld der Petrographie und dabei mancherlei Anregungen auch hinsichtlich der für sie gleichfalls durchaus beachtenswerten praktischen Seite der Gesteinswissenschaft. Weiter glaube ich, daß die vorliegende Gesteinskunde denen, die sich der Forstwirtschaft oder der Landwirtschaftskunde gewidmet haben, gleichfalls von Nutzen sein wird.

Im übrigen ist es der Wunsch des Verfassers, daß das Werk nicht nur Studierenden und Praktikern, deren Fachrichtung eine Bekanntschaft mit den Gesteinen verlangt, die Kenntnis der natürlichen steinernen Materialien in zweckmäßiger Weise vermittele, sondern daß es auch manchem andern Freunde der Natur ein treuer Führer im Reiche der Gesteine sei.

Um die Darstellungen dem verfolgten Zwecke anzupassen, war es angebracht, eine gewisse Beschränkung zu üben, insbesondere einige in der Natur selten vorgefundene Gesteinsgruppen in knapper Weise zu behandeln. Andererseits hat bei der Abfassung des Werks das Bestreben gewaltet, die wissenschaftliche Grundlage nicht zu kurz kommen zu lassen, die Gesteine nicht nur als praktisch wichtige Stoffe hinzustellen, sondern ein abgerundetes naturwissenschaftliches Bild von ihnen zu entwerfen. Das Ziel des Verfassers war, eine praktische Gesteinskunde auf wissenschaftlicher Grundlage zu schaffen.

Dementsprechend wurden die geologischen Verhältnisse, insbesondere die Entstehung und Umänderung der Gesteine, ihre ja auch für die Praxis ungemein wichtigen Lagerungsverhältnisse, ihre chemische Natur, ferner die Methoden und Ergebnisse der mineralogischen Untersuchung in ergiebigem Maße besprochen. Es geschah dies in der Meinung, daß gleichwie auch sonst auf praktischen Lehrgebieten eine grundlegende wissenschaftliche Behandlung von Nutzen ist, so auch für eine praktische Gesteinskunde naturwissenschaftliche Darlegungen keine unnütze Belastung mit sich bringen. Gerade auf dem in Rede stehenden Lehrfelde läßt sich vielmehr anschaulich erkennen, wie erst durch die naturwissenschaftliche Darstellung ein Verständnis für das Wesen des Materials und damit für seine zweckentsprechende Benutzung ermöglicht

wird. Bei der Anlage von Steinbrüchen, beim Bau von Straßen, Eisenbahnen, Kanälen, Tunneln, bei der Errichtung von Bergwerken usw. sichert erst die Kenntnis der Lagerungsverhältnisse und der petrographischen Natur der anzuschneidenden Gesteine eine zweckmäßige Ausführung der technischen Arbeiten, und allein die mineralogisch-petrographische Untersuchung der natürlichen steinernen Baustoffe gewährt einen Einblick in die Art der Gesteinsgemengteile, ihren Erhaltungszustand und Verband, mithin in Umstände, die für die Verwendung ausschlaggebend sind, und deren Kenntnis erst eine richtige Auswahl des Materials für den jeweils in Betracht kommenden Zweck gestattet.

Bei der Abfassung des vorliegenden Lehrbuchs war beiläufig noch von Bedeutung, daß durch eingehende Berücksichtigung besonders der geologischen Verhältnisse eine Gesteinskunde an Interesse sehr gewinnt, ein Umstand, der ins Gewicht fällt, wenn es, wie in diesem Falle, gilt, immer weitere Kreise nicht nur der Studierenden, sondern auch der ausübenden Techniker, Bergleute usw. für die Gesteinskunde zu gewinnen und von der Wichtigkeit petrographischer Kenntnisse für ihre Berufstätigkeit zu überzeugen. Möge das Werk dazu beitragen.

Um das Verständnis zu erleichtern, habe ich besonders darauf Bedacht genommen, charakteristische Abbildungen in den Text reichlich einzustreuen. Es sind meist Originale. Viele Landschaftsbilder sind nach Photographien gefertigt, die von mir oder meinen Zuhörern auf geologischen Ausflügen in die nahe und ferne Welt hergestellt wurden; andre wurden mir von Fachgenossen freundlichst zur Verfügung gestellt.

Allen, die das Zustandekommen des Buches gefördert haben, sei herzlicher Dank ausgesprochen.

Vorwort zur dritten Auflage.

Die vorliegende dritte Ausgabe der Praktischen Gesteinskunde ist das Ergebnis einer gründlichen Durchsicht des ganzen Werks.

Vielorts wurden Änderungen vorgenommen und Zusätze gemacht, teils im Interesse einer wissenschaftlichen Vertiefung, teils um den Anforderungen der Praktiker noch mehr gerecht zu werden. In rein wissenschaftlicher Hinsicht leitete den Verfasser insbesondere die Überzeugung, daß die weitergehende Anwendung der physikalischen Chemie von Nutzen sei. Es sind daher einfache Lehren dieser Wissenschaft noch mehr als in der zweiten Auflage vielen Betrachtungen zugrunde gelegt, vor allem solchen über die Entstehung der Gesteine. Zum Nutzen der praktischen Seite wurden manche Erörterungen erweitert und Bemerkungen über technisch bedeutsame Gesteinsverhältnisse an vielen Stellen des Buches neu eingeschoben.

Besondere Fürsorge erfuhr auch wieder die Ausstattung des Werks mit neuen lehrhaften Abbildungen und Zeichnungen.

Meinem Assistenten, Herrn Dr. Boeke, bin ich für seine Hülfe bei der Herausgabe der vorliegenden neuen Auflage recht sehr zu Dank verpflichtet.

Mögen alle Änderungen, die das Buch erfahren hat, ihm zum Vorteil gereichen, auf daß es seine alten Freunde bewahre und neue hinzugewinne.

F. Rinne.

Inhalt.

	Seite
Begleitwort	III
I. Allgemeiner Aufbau der Erde.....	1
II. Haupteinteilung der Gesteine	2
III. Allgemeine geologische Erscheinung der Gesteine	2
1. Allgemeine geologische Erscheinung der Eruptivgesteine.....	2
a) Vorkommnisse unterirdisch erstarrter Gesteine	5
b) Vorkommnisse erdoberflächlich erstarrter Gesteine	7
2. Allgemeine geologische Erscheinung der Sedimentgesteine... ..	11
3. Allgemeine geologische Erscheinung der kristallinen Schiefer	19
IV. Lagerungsstörungen der Gesteine	21
1. Entstehung und Vorkommen der Lagerungsstörungen.....	21
2. Lagerungsstörungen von Sedimentgesteinen	23
3. Lagerungsstörungen von kristallinen Schiefen und Eruptiv-	
gesteinen	30
4. Streichen und Fallen. (Geologische Kennzeichnung der Lage von Ebenen)	31
5. Allgemeine und speziell technische Bedeutung der Lagerungs-	
störungen	33
V. Absonderung und Teilbarkeit der Gesteine	35
1. Absonderung und Teilbarkeit bei Eruptivgesteinen.....	36
2. Absonderung und Teilbarkeit bei Sedimentgesteinen	39
3. Teilbarkeit bei kristallinen Schiefen.....	42
VI. Methoden der Gesteinsuntersuchung	42
1. Optische Untersuchungen.....	43
Dünnschliff 43. Mikroskop 44. a) Untersuchung im gewöhnlichen Lichte 44.	
b) Untersuchung im linear polarisierten Lichte 45. α) Untersuchung im	
parallelen, polarisierten Lichte 45. β) Untersuchung im konvergenten,	
polarisierten Lichte 53. Abbildung von Dünnschliffen 58. Mikroskopische	
Beobachtung undurchsichtiger Körper 58.	
2. Mikrochemische Untersuchungen.....	59
3. Härteprobe.....	61
4. Schmelzprobe	62
5. Trennung der Gesteinsgemengteile.....	63
a) Trennung nach dem spezifischen Gewichte 64. b) Magnetische Trennung 66.	
c) Chemische Trennung 66.	
6. Feststellung der Mengenverhältnisse der Gesteinsbestandteile.	67
VII. Gemengteile der Gesteine	68
1. Allgemeine Verhältnisse	68
a) Allgemeine chemische Zusammensetzung der Gesteinsgemengteile 68.	
b) Gestalt der Gemengteile 69. c) Größe der Gemengteile 72. d) Struktur	
der Gemengteile 73. e) Entstehungsort der Gemengteile 74. f) Art der	
Gemengteile 74.	
2. Die wichtigsten Gemengteile der Gesteine	75
Quarz 75. Tridymit 76. Chalcedon 76. Opal 76. Feldspatgruppe 76.	
Leuzit 80. Nephelin 80. Melilith 81. Skapolith 82. Sodalith, Hauyn,	
Nosean 82. Glimmergruppe 82. Chlorit 83. Talk 83. Serpentin 83.	
Glaukonit 83. Kaolin, Ton 83. Augitgruppe 84. Hornblendegruppe 86.	
Olivin 87. Granat 88. Cordierit 88. Andalusit 89. Staurolith 89.	
Turmalin 89. Epidot 90. Orthit 90. Zoisit 90. Zeolithe 90. Titanit 90.	
Perowskit 90. Zirkon 90. Rutil 91. Anatas 91. Brookit 91. Spinelle 91.	
Magnetit 91. Chromeisenerz 91. Eisenglanz 91. Titaneisenerz 91. Eis 92.	

Brauneisenstein 92. Eisenkies 92. Magnetkies 92. Apatit 92. Kalkspat 93. Magnesit 93. Dolomit 93. Eisenspat 94. Aragonit 94. Strontianit 94. Anhydrit 94. Schwerspat 94. Coelestin 94. Gips 94. Steinsalz 95. Sylvit 95. Carnallit 95. Kainit 96. Polyhalit 96. Kieserit 96. Langbeinit 96. Flußspat 96. Graphit 96. Schwefel 96. Eisen 96.	
VIII. Einige besonders technisch wichtige Verhältnisse der Gesteine	96
a) Gewinnbarkeit 97. b) Bearbeitbarkeit und Abnutzungsgrad 98. c) Festigkeit 100. d) Raumgewicht und spezifisches Gewicht 103. e) Wetterbeständigkeit 103. f) Wasserdurchlässigkeit 106. g) Luftdurchlässigkeit 108. h) Wärmeleitungsfähigkeit, spezifische Wärme und Wärmefestigkeit 109. i) Bruchflächenbeschaffenheit, Farbe und Politurfähigkeit 111. k) Chemische Zusammensetzung 113.	
IX. Übersicht der Eruptivgesteine	113
1. Allgemeine chemische Zusammensetzung und graphische Darstellung der Analysenergebnisse.....	113
2. Allgemeine Übersicht der Erstarrung von Eruptivgesteins-Schmelzflüssen 115. Reihenfolge der festen Ausscheidungen 121. Anhang. Nachbildung der Eruptivgesteine 129.	
3. Art der Bestandteile.....	129
4. Verband der Bestandteile (Struktur)	130
Lose Auswurfmassen 131. Blasenraumstruktur 133. Miarolitische Struktur 133. Richtungslos körnige Struktur 134. Ophitische Struktur 135. Porphyrische Struktur 136. Implikationsstruktur 138. Poikilitische Struktur 138. Trachytische Struktur 138. Pilotaxitische Struktur 139. Hyalopilitische Struktur 139. Sphärolithstruktur 139. Perlitstruktur 140. Aschenstruktur 140. Flußstruktur 140. Schlierige Struktur 141. Protoklasstruktur 143. Kataklaststruktur 143. Breccienstruktur 144.	
5. Einteilung der Eruptivgesteine.....	145
6. Übersicht der plutonischen Gesteine.....	148
Granit 148. Syenit 154. Eläolithsyenit 156. Leuzitsyenit 156. Diorit 156. Gabbro 157. Peridotit 160. Theralith 161. Ijolith 161. Missouriit 161. Anhang an die plutonischen Gesteine.....	161
a) Plutonitporphyre (Batholithporphyre) 161. b) Schizolithe (Spaltungsgesteine) 162. α) Plutonitschizolithe 162. Granulit 162. β) Gang-Schizolithe 162.	
Kontaktmetamorphosen an plutonischen Gesteinen.....	163
a) Exomorphe Kontakterscheinungen 164. b) Endomorphe Kontakterscheinungen 167.	
7. Übersicht der vulkanischen Gesteine	168
Liparit und Quarzporphyr 169. Trachyt und quarzfreier Porphyr 172. Phonolith sowie Leuzittrachyt und Eläolithporphyr sowie Leuzitporphyr 174. Andesit und Porphyrit 176. Feldspatbasalt 177. Melaphyr 181. Diabas 181. Pikrit 183. Rest der Basalte 185.	
Anhang. Tabellarische Übersicht der Eruptivgesteine	186
8. Meteoriten.....	187
Anhang. Vergleich des Meteoreisens mit dem künstlich hergestellten Eisen 192.	
X. Übersicht der Sedimentgesteine	194
1. Entstehung der Sedimentgesteine	194
a) Zerstörung von älterm Gesteinsmaterial	194
Ort und allgemeiner Verlauf der Zerstörung.....	194
Zerstörende Wirkungen des Wassers	195
Lösende Wirkungen des Wassers 196. Chemische Umsetzungen durch Wasser und Lösungen 200. Kaolinbildung und Muskovitbildung 200. Laterit- und Beauxitbildung 201. Chlorit-, Serpentin- und Talkbildung 201. Epidotbildung 202. Zeolithbildung 202. Verkieselung 202. Karbonatbildung 202. Bildung von Eisen- und Manganerzen sowie von Galmei 202. Erzverwitterung. Bildung des eisernen Hutes 203. Einfache Wasseraufnahme 203. Propylitisierung und Grünsteinbildung 204. Sauriritisierung 204. Chemische Zusammensetzung wandernden und stehenden Wassers 205. Mechanische Wirkungen durch Wasser 207.	

	Seite
Zerstörende Wirkungen des Eises.....	209
Zerstörende Wirkungen der bewegten Luft.....	211
Zerstörende Wirkungen der Sonnenbestrahlung.....	212
Zerstörende Wirkungen von Pflanzen, Tieren und Menschen.....	213
b) Fortführung der Zerstörungsprodukte.....	216
Schwerkraft und Wasser als Transportmittel.....	216
Transport fester Teile 216. Transport gelöster Substanzen 218.	
Eis als Transportmittel.....	218
Wind als Transportmittel.....	219
Transport fester Teile 219. Transport gelöster Substanzen 220.	
Tiere als Transportmittel.....	220
c) Ablagerung der Zerstörungsprodukte.....	220
Ablagerung durch Wasser verfrachteter Materialien.....	220
Ablagerung der im festen Zustande transportierten Teile 220. Ablagerung der in Lösung transportierten Substanzen 223.	
Ablagerung der durch Eis verfrachteten Materialien.....	225
Ablagerung der vom Winde verfrachteten Materialien.....	225
d) Diagenese der Sedimentgesteine.....	225
2. Einteilung der Sedimentgesteine.....	228
3. Trümmersedimente. Klastische Sedimente.....	228
Lose Trümmersedimente.....	228
Gerölle, Kies, Grand, Sand, Schluff 228. Seifen 229. Gletscherablagerungen 230. Dünen 231. Ton 232. Schlick, Schlamm 233. Lehm 236. Löß 237. Schwarzerde 237. Laterit 237.	
Anhang. Der Boden (Ackerkrume).....	238
Verfestigte Trümmersedimente.....	240
Breccie 241. Konglomerat 243. Grauwacke 243. Arkose 244. Sandstein 244. Schieferon und Tonschiefer 248.	
4. Ausscheidungssedimente.....	249
Neptunische Ausscheidungssedimente. (Im Wasser abgesetzte Ausscheidungssedimente).....	249
Entstehung von Gips, Anhydrit, Steinsalz und der Kalium-Magnesiumsalze 249. Anhydrit 256. Gips 256. Schwerspat 257. Steinsalz 257. Kalium-Magnesiumsalze 258. Flußspat 260. Kryolith 260. Chilealpeter 260. Kalkstein 261. Dolomit 270. Magnesit 272. Strontianit 272. Mergel 272. Kieselgesteine 273. Quarzit 274. Kieselschiefer 275. Adinole 276. Feuerstein 276. Kieselsinter 276. Kieselgur 276. Polierschiefer 276. Phosphorit 277. Schwefel 277. Spateisenstein 278. Magneteisenerz 279. Eisenglanz, Roteisenstein 279. Brauneisenstein 280. Manganerze 281. Sulfidische Erze 282.	
Äolische Ausscheidungssedimente. (In der Luft abgesetzte Ausscheidungssedimente).....	283
Schnee und Eis 283.	
5. Kohlengesteine.....	287
Entstehung 287. Faulschlamm 291. Torf 291. Braunkohle 292. Steinkohle 292. Anthrazit 292. Graphit 295.	
6. Anhang. Asphalt 295. Ozokerit 296. Erdöl 296. Guano 298.	
XI. Übersicht der kristallinen Schiefer.....	298
Entstehung 298. Allgemeine chemische Zusammensetzung 303. Mineralbestand 303. Struktur 304. Arten 305. Gneiß 305. Glimmerschiefer 306. Quarzitschiefer 308. Chlorit- und Talkschiefer 308. Phyllit 308. Silikatische Einlagerungen 309. Hornblendegesteine 309. Augitgesteine 309. Granatfels 309. Epidotfels 309. Serpentin 309. Karbonatische Einlagerungen 310. Oxydische Einlagerungen 310. Magneteisenerz und Eisenglanz 310. Schmirgel 310. Sulfidische Einlagerungen 310.	
Nachträge.....	311
XII. Register.....	312

I. Allgemeiner Aufbau der Erde.

Im Innern unseres Planeten vermutet man einen an Metall reichen Kern, eine Metallosphäre, welche nach außen in die Gesteinskruste, Lithosphäre, übergeht. Diese ist von einer Wasserhülle, Hydrosphäre, lückenhaft bedeckt. Als äußerste, rundum geschlossene Schale des Erdkörpers flutet ein Luftmeer, die Atmosphäre, über Wasser und Land.

Die Gesamterde hat das hohe spezifische Gewicht von 5,69. Die zugängigen Gesteine der Lithosphäre besitzen hingegen eine Eigenschwere von im Mittel nur etwa 2,7, ein Gegensatz, der auf schwere Massen im Erdinnern hinweist.

Das erwähnte Verhältnis wird am einfachsten durch die Annahme eines metallenen, und zwar eisernen, Erdkernes erklärt. Man vermutet gerade gediegen Eisen in großer Menge im Erdinnern, weil die Meteoriten vielfach aus diesem Metall bestehen und man auf Grund der Annahme einer stofflichen Gleichmäßigkeit der Sternsysteme folgert, daß die häufigen Bestandmassen der Meteoriten auch am Aufbau der Erde reichlich teilnehmen.

In radialer Richtung ist vom Erdkörper außer der Atmosphäre und Hydrosphäre kaum mehr als die Oberfläche der Lithosphäre bekannt. Bedeutende natürliche Aufschlüsse, so die Cañons des Coloradoflusses in Nord-Amerika, oder künstliche, wie Schächte und Tiefbohrungen, haben gelegentlich den Bau des festen Untergrundes bis auf einige tausend Meter erkennen lassen. Das tiefste Bohrloch, das von Paruschowitz in Oberschlesien, ist ein wenig über 2003 m, der tiefste Schacht, derjenige der Red Jacket Kupfergrube am Oberen See, bis 1493 m niedergebracht. Im Verhältnis zu den Erddimensionen (Durchmesser in der Äquatorebene 12756 km, von Pol zu Pol 12712 km) ist das sehr wenig und entspricht einem Nadelstich von noch nicht 0,2 mm Tiefe in einen Globus von 1 m Durchmesser. Die stoffliche Natur der Hauptmasse unseres Erdballes ist durch unmittelbare Anschauung nicht erforschbar. Auch ist die physikalische Beschaffenheit der unter der zugängigen Außenzone befindlichen Teile unseres Planeten nicht sicher zu erschließen gewesen. Die Temperatur des Erdkörpers wächst in der Richtung auf sein Inneres, ein Verhältnis, daß sich bei Bergwerken und Tunnelbauten¹⁾ öfter störend geltend macht. Im allgemeinen nimmt man auf etwa 30 m Tiefenzunahme eine Temperaturerhöhung von 1° C an.²⁾ Daß das Innere der Erde eine sehr hohe Wärme besitzt, erscheint als eine gesicherte Annahme, aber bis zu

¹⁾ Im Simplontunnel (Maximum der Gesteinsüberlagerung 2135 m) wurde bis 54° C Gesteinswärme beobachtet.

²⁾ Im Bohrloch von Paruschowitz herrschte bei 1959 m Tiefe eine Temperatur von 69° C.

welchem Grade die Temperatur nach dem Erdinnern hin anwächst, vermag bislang niemand mit Sicherheit zu sagen. Sehr wahrscheinlich befinden sich die innern Massen im übrigen zufolge des auf sie ausgeübten hohen Druckes trotz ihrer hohen Temperatur in einem Zustande großer Zähigkeit.

II. Haupteinteilung der Gesteine.

Die Durchforschung der Gesteinsmassen hat dreierlei Material ergeben: 1. Eruptivgesteine, 2. Sedimentgesteine, 3. kristalline Schiefer.¹⁾

Die Eruptivgesteine (Durchbruchsgesteine) drängen und dringen auch jetzt noch hier und da aus der Erdtiefe als feurig-flüssige Massen (Magmen) empor.²⁾ Sie erfüllten unterirdische Räume oder wurden explosionsartig aus vulkanischen Öffnungen herausgeschleudert, überfluteten auch oft Teile der festen Erdoberfläche. Nunmehr erkaltet, stellen sie mithin Erstarrungsgesteine dar.

Die Sedimentgesteine (Bodensatzgesteine)³⁾ sind Absätze aus dem Wasser, auch aus der Luft.

Die kristallinen Schiefer sind Gesteine von noch umstrittener Entstehung. Vielfach wird angenommen, daß in ihnen umgewandelte (metamorphische) Gesteine von sowohl eruptiver, als auch sedimentärer Art vorliegen; z. T. sind es lediglich Eruptivgesteine mit ausgeprägter Lagenstruktur.

III. Allgemeine geologische Erscheinung der Gesteine.

Die geologische Erscheinung und die Entstehungsart der Gesteine sind natürlich eng miteinander verknüpft. Die Kenntnis der Bildungsgeschichte eines Gesteins gibt zugleich die Erklärung für die Art seines Auftretens im Erdkörper. Es sind deshalb bei der folgenden Besprechung die allgemeinen geologischen Verhältnisse der Vorkommnisse aus der Entstehung der betreffenden Gesteine abgeleitet.

1. Allgemeine geologische Erscheinung der Eruptivgesteine.

Als Ursprungsort der natürlichen feurigen Schmelzflüsse wurde früher zumeist ein glutflüssiger Erdkern angenommen. In neuerer Zeit wird oft die Annahme gemacht, daß in der Erdkruste verstreut Schmelzflußnäster lagern und die Eruptionen ihren Ursprung von solchen Magmenresten nehmen.

Die Ursache für das Emporsteigen der eruptiven Massen sieht man vielfach in dem Druck, welchen die erkaltende und sich zusammenziehende Erdkruste auf in der Tiefe befindliche Magmenmassen äußert. Die Magmen würden somit nach oben gepreßt wie eine Flüssigkeit durch die Wandung eines mit ihr gefüllten und dann zusammengedrückten, durchlochten Gummiballs.

Weiterhin wird angenommen und auch vielfach beobachtet, daß aus den Magmen stürmisch entweichende Gase Schmelzmassen mit sich reißen. Dabei kommen zwei Umstände in Betracht, zunächst der beim Kristallisieren eines gashaltigen Schmelzflusses ansteigende

¹⁾ Die Namen abkürzend, gebraucht man für 1) und 2) auch die Bezeichnungen Eruptive und Sedimente.

²⁾ Von Kalkowsky sind sie daher anogene Gesteine genannt.

³⁾ Von Kalkowsky katogene Gesteine benannt.

Druck entweichender Dämpfe, deren Entbindung sich wie folgt erklärt. Fortschreitende Kristallisation ist natürlich gleichbedeutend mit Verringerung des flüssigen Teils vom Magma. In diesem noch geschmolzenen Teil konzentriert sich zunächst der Gehalt an gelöstem Gas; schließlich vermag der flüssige Rest aber die Gesamtheit der früher in einer größeren Schmelzmenge gebundenen Gase nicht mehr gelöst zu halten: der gesteigerte Dampfdruck schafft sich bei genügender Kraft explosionsartige Auswege. Es kommt zur stürmischen Gasentwicklung und Magmenteile werden mitgerissen. Ein zweiter Umstand, der im Gefolge des soeben erwähnten Ereignisses auftritt, aber auch lediglich durch tektonische Ursachen vor sich gehen kann, ist die Druckentlastung durch Aufreißen von Spalten bzw. Explosionssschlöten. Die Druckverminderung befördert die Entbindung der im Magma gelösten Gase, welche, ähnlich wie es beim Öffnen einer Selterswasserflasche die Kohlensäure tut, entweichen und Schmelzflußteile mitnehmen.

Ferner hat man in dem Absinken von Gesteinsschollen, die mit ihrem Gewichte auf unterlagernde Magmen pressen, eine Kraft vermutet, die Eruptivmassen empordrücke. Es ist dabei zu vermerken, daß nur im Falle die einsinkenden Gesteine spezifisch schwerer sind als das betreffende Magma, letzteres auf dem höchsten Teile der einbrechenden Massen erscheinen, z. B. also auf der ebenen Erdoberfläche sich ergießen kann. Andernfalls vermögen die Schmelzflüsse nur bis zu geringerer Höhe aufzusteigen, und es käme darauf an, ob solche Niveaus, bis zu denen die Magmen gelangen, von der unebenen Oberfläche stellenweise berührt werden oder nicht. Es ist möglich, daß gelegentlich Fallwirkungen (bei schnellem Einbrechen von Schollen) das Empordringen von Magmen begünstigen.

Schließlich ist auch die Auffassung veröffentlicht, daß beim Abkühlen von Magmen oder auch durch Druckentlastung Volumvergrößerungen eintreten, die ein Überquellen des Eruptionsherdes und Hinaufdrängen des überschüssigen Schmelzflusses auf die Erdoberfläche veranlassen.

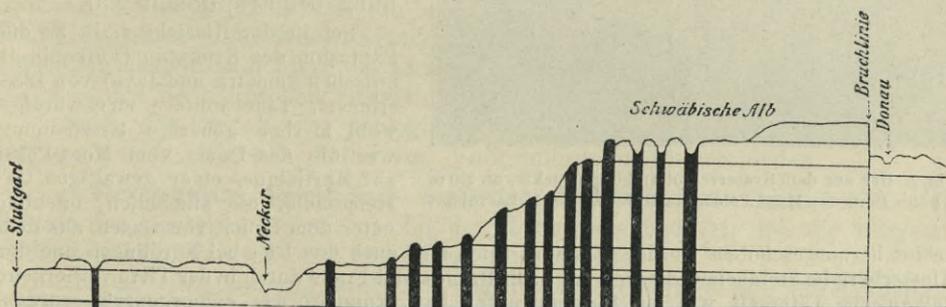


Fig. 1. Schema der schwäbischen Explosionsröhren. Nach Branca. Basalt schwarz.

Von den emporbrechenden, feurigflüssigen Massen nehmen viele an, daß sie sich im allgemeinen nicht ihren Weg selbst bahnen, sondern daß sie eine vorgezeichnete Marschroute verfolgen. Sie benutzen nach dieser Auffassung bei ihrem Emporsteigen vorhandene Spalten und sonstige Hohlräume der Erdkruste. Dafür spricht insbesondere das Zusammenfallen von Vulkanbezirken mit Gebieten, in denen man aus andern Gründen eine innere Zerrüttung voraussetzen darf, so das auffällig häufige Vorkommen von Vulkanen in Küstengegenden, die als Grenzzonen zwischen den Depressionsgebieten der Meere und den Sockeln der Kontinente derartige spaltenreiche Bezirke darstellen werden. In manchen Fällen hat jedoch eine andre Auffassung eine starke Berechtigung. Eigenartige Verhältnisse bieten in der Hinsicht z. B. viele Basaltvorkommnisse in der schwäbischen Alb dar. Dort sind nach den eingehenden Untersuchungen von Branca Sedimentschichten fast wie ein Sieb (an über hundert Stellen) von senkrecht niedergehenden, bis mehrere hundert Meter im Durchmesser haltenden Röhren durchsetzt (Fig. 1). Man führt sie auf die explosive Entbindung von Gasen zurück, die sich aus einem

tief liegenden Basaltmagma entwickelten und die überlagernden Gesteinsmassen durchschossen. Die pfropfenförmige Ausfüllung dieser schwäbischen Explosionsröhren besteht aus dem durchbohrten, zerschmetterten Gesteinsmaterial und

aus basaltischen, also eruptiven Auswürflingen. Ähnliche Bildungen kommen in andern Basaltgebieten, z. B. nach Bücking in Hessen, nach A. Geikie in Schottland, vor, und auch die berühmten Diamanten führenden Schloten von Kimberley in Süd-Afrika scheinen der nämlichen Entstehung zu sein. Ja es ist wahrscheinlich, daß eine solche, nach oben Bahn schaffende Explosionstätigkeit, die man ja auch bei zeitweilig erloschenen durch Erstarrung der Schlotmassen verstopften Vulkanen, wenn sie ihre Tätigkeit wieder beginnen, beobachtet, eine verbreitete Erscheinung bei Eruptionen war.

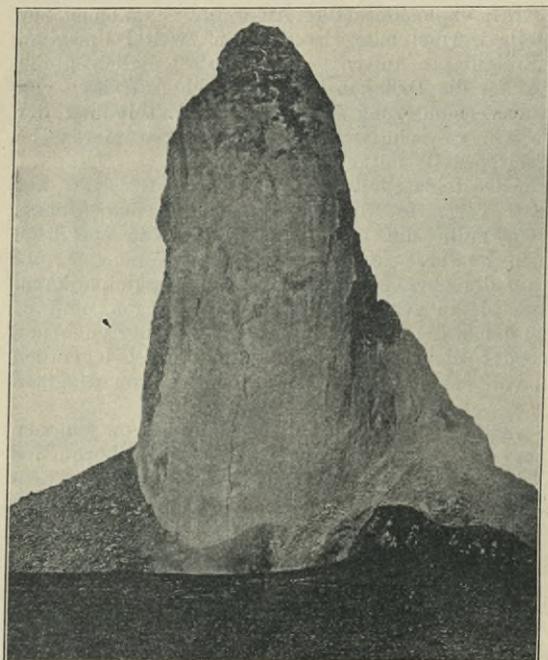


Fig. 2. Der aus dem Kraterschlot emporgedrückte, an 300 m hohe Dom des Mont Pelée, Martinique. Nach Lacroix.

Schlot herausgeschoben wurde. Erwähnt seien hier auch das Ries bei Nördlingen und der Klosterberg im Steinheimer Becken, die nach Branca und Fraas durch in der Tiefe verborgene vulkanische Tätigkeit wie ein Riesenpfropfen bzw. kuppelförmig emporgedrückt wurden.

In solchen Fällen hätten sich somit Eruptivmassen wenigstens auf eine gewisse Strecke ihren Weg „selbst“ geschaffen. Man muß dabei annehmen, daß die Dampfspannung der zufolge der Kristallisation sich entwickelnden Gase (S. 3) einen gewaltigen Druck ausübte und den Widerstand der überlagernden Gesteine besiegen konnte, sie nach oben drängte (eventuell wölbte und faltete) und schließlich auch zerschmetterte, ähnlich wie bei einer Kesselexplosion die Kesselwandung zersprengt wird.

Bei der Gelegenheit seien noch Versuche Daubrées erwähnt, der durch künstliche Explosionen Gesteinsplatten mit Gasen durchschloß, ferner die interessanten Vulkan-Nachahmungen Hochstetters, der unter Wasser bei 2–3 Atm. geschmolzenen und dabei mit Wasser beladenen Schwefel in großen Massen erstarren ließ. Beim Erkalten durchbrechen die sich entwickelnden Wasserdämpfe die Erstarrungsdecke, und es bauten mitgeführte flüssige Schwefelmassen einen förmlichen Vulkan mit Lavaströmen auf. Ähnlich sieht man es bei erkaltenden Schlacken vom Kupferhüttenprozeß, z. B. in Oker am Harz, auch beim sauren Natrium- bzw. Silbervanadinat.

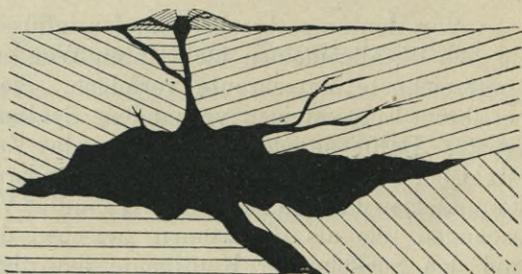


Fig. 3. Schema für 1) Verbindung von subterranean und Oberflächengesteinen, 2) Stock mit abzweigenden Gängen.

Die aus der Tiefe aufsteigenden Magmen können bis auf die feste Erdoberfläche gelangen (erdoberflächlich erstarrte Gesteine, Oberflächen-Eruptive) oder auf ihrem Wege in der Erdkruste stecken bleiben (unterirdisch erstarrte Gesteine, subterrane Eruptive). Von besondern Fällen abgesehen, stehen Oberflächeneruptive mit subterranean Eruptiven in geologischer Verbindung (vgl. Fig. 3).

Natürlich beziehen sich diese Verhältnisse der Lagerung auf die Entstehungszeit der betreffenden Gesteine. Auf der festen Erdoberfläche ausgebreitetes Eruptionsmaterial kann später überlagert werden, und andererseits hat die Verwitterung oft Gesteine, welche über Eruptivmassen zurzeit der Verfestigung letzterer als Bedeckung ruhten, sie somit verhüllten, fortgeführt

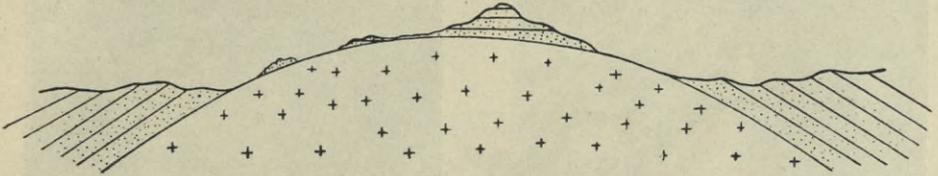


Fig. 4. Schema für die Freilegung eines subterranean Gesteins durch Abtragung der Bedeckung.

und auf die Weise den erstarrten Schmelzfluß bloßgelegt (vgl. Fig. 4). Der Brocken im Harz z. B. ist ein solches natürliches Riesenpräparat. Sein Granit ist einst unterirdisch erstarrt und später durch Abdeckung der darüber liegenden Gesteinsschichten ans Licht der Sonne gebracht. Reste der einstigen Hülle lagern noch auf den Granitmassen.

Nach der Gestalt der geologischen Körper, welche die Eruptivgesteine darbieten, seien folgende Arten von Vorkommnissen unterschieden.

a) **Vorkommnisse unterirdisch erstarrter Gesteine.** Bei ihnen wird die Gestalt des Gesteinskörpers von der des Hohraums bedingt, den die Magmen vorfanden bzw. den sie sich herstellten und erfüllten.

Stock. Stöcke sind große, unregelmäßig gestaltete und unregelmäßig gelagerte Gesteinsmassen (Fig. 3).

Lakkolith. Lakkolithen stellen zwischen Sedimenten gelegene Eruptivgesteinsmassen dar, deren Grenzflächen nach oben uhrglasartig gewölbt, unten mehr eben gestaltet sind (Fig. 5). Die Sedimentschichten schmiegen sich bei ihnen an das Eruptivgestein an, während sie an Eruptivstöcken absetzen.



Fig. 5. Schema für einen Lakkolithen mit abzweigenden Gängen.

Wie Stöcke, die meilenlang und -breit sein können, nehmen auch Lakkolithe gelegentlich sehr große Dimensionen an. Man kennt sie z. B. im Staate Utah (Henry

Mountains) und vor dem Nordabhang des Kaukasus (s. auch Trachyt, Abschn. IX).

Gang. Gänge sind Ausfüllungen von Spalten (Rissen) der Erdkrinde. Bei Gangbildungen hat man mithin Ausgüsse mehr oder minder regelmäßig plattenförmiger Hohlräume vor sich.

Die beiden Grenzflächen eines Ganges zum Nebengestein heißen Salbänder. Abzweigungen vom Hauptgange nennt man Nebengänge

(Apophysen). Zuweilen zersplittert sich ein Gang in eine große Zahl kleinerer, in sog. Trümer.

Die Gänge können natürlich sowohl Eruptivgesteine als auch Sedimente oder kristalline Schiefer durchsetzen. Bei letztern beiden Gesteinsarten verlaufen sie gelegentlich parallel den Lagen, aus welchen kristalline Schiefer



Fig. 6. Basaltgang, durch Steinbruchbetrieb als Platte herausgearbeitet. Wand, Habichtswald bei Cassel.

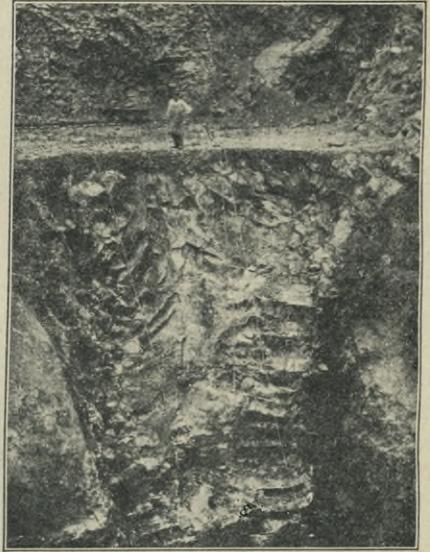


Fig. 7. Stielgang; Basalt. Milthersberg, Westerwald.

bestehen, bzw. den Schichten, aus welchen Sedimente sich oft zusammensetzen. Derartige Gänge heißen Lagergänge im Gegensatz zu Quergängen. Diese setzen schräg durch Schieferungs- oder Schichtungsflächen hindurch. Nicht gerade selten ist ein Gang eine Strecke lang Lagergang, eine andre Strecke Quergang. Von Stöcken und Lakkolithen gehen oft Gänge ins Nebengestein (Fig. 3 und 5).

Wo die Verwitterung Eruptivgänge auf der Erdoberfläche angeschnitten hat, erscheinen sie narbenartig als Streifen zwischen dem Nebengestein. Nicht selten sind sie aus mildem Gestein durch die Verwitterung förmlich herauspräpariert und ragen wie Mauern aus dem Untergrunde heraus.

Gangartige Massen von sehr großer Breite und verhältnismäßig geringer Längenerstreckung nennt man Gangstöcke.

Stielgänge oder Schlotgänge seien die Ausfüllungen von röhrenförmigen Hohlräumen genannt, wie sie bei manchen Basalten, auch bei

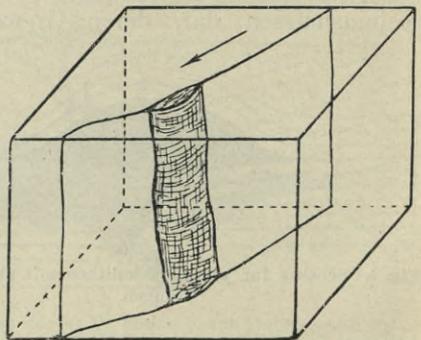


Fig. 8. Schema einer nur an einer Stelle klaffenden Spalte mit einem Stielgang.

Diabasen, nachgewiesen sind (vgl. die Explosionsröhren, Fig. 1, S. 3). Die betreffenden Gesteinskörper erfüllen schlotförmige Kanäle, sind also nicht plattenförmig, sondern mehr oder minder deutlich zylindrisch, oval, elliptisch usw. Indes gibt es Übergänge in der Form zu den Gangplatten, auch Verknüpfungen beider Erscheinungen, z. B. insofern eine Gangplatte nach oben in einen Schlotgang ausläuft.

Die eigenartige, allem Anschein nach vom Magma verrichtete Emporwölbung der Schichten über Lakkolithen, mag wohl auf den Dampfdruck der im Magma absorbierten und beim Kristallisieren des Schmelzflusses frei werdenden Gase zurückzuführen sein (S. 3), man kann aber auch bedenken, daß es sich bei den natürlichen, feurigen Schmelzflüssen um Flüssigkeiten handelt, in welchen sich ein tektonischer Druck allseitig fortpflanzt. Denkt man sich einen solchen (äußern, nicht im Magma entstandenen) Druck auf eine mit

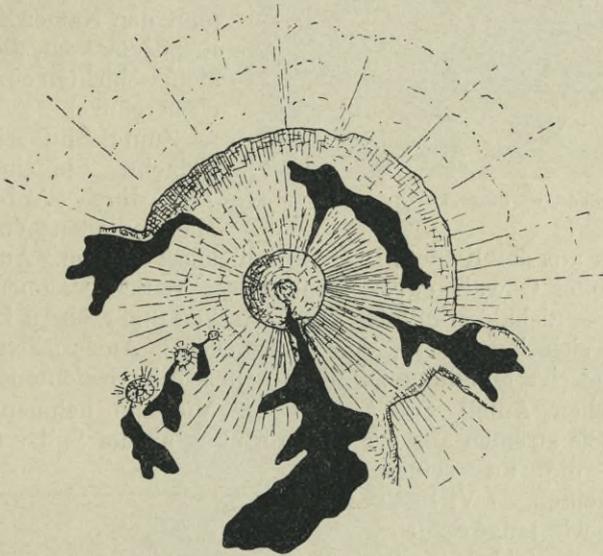


Fig. 9. Schematische Darstellung der Spitze eines Vulkanberges vom Vesuvtypus.

dem Lakkolithen in Verbindung stehende, etwa tiefer oder seitlich gelegene Magmenmasse ausgeübt, so wird sich der Druck in abzweigenden, durch Schmelzfluß ausgefüllten Rissen weithin fortpflanzen, und es werden die in den Spalten befindlichen Magmen durch Übertragung des anderswo wirkenden tektonischen Druckes in Stande sein, überlagernde Schichten an schwachen Stellen emporzuwölben und sie bei örtlichen Zerreißen zu injizieren.

Manche Lagergänge mögen in ähnlicher Weise zwischen Schichtflächen geprefät, also nicht in bereits vorhandene Hohlräume gedungen sein (Intrusivlager).

Bezüglich der Stielgänge sei vermerkt, daß sie entweder Ausfüllungen von Hohlräumen vorstellen, die durch schußartige Explosionen entstanden, oder als Ausguß von Spalten erscheinen, die nur an einzelnen Stellen zwischen den aneinander verschobenen Schollen klafften und sonst durch gegenseitige Berührung der Spaltenwände geschlossen sind (Fig. 8).

b) Vorkommnisse erdoberflächlich erstarrter Gesteine. Lava heißt man alle auf der Oberfläche der festen Erde fließenden oder einst geflossenen natürlichen Schmelzflüsse, auch wohl das noch im Krater eines Vulkans befindliche Magma¹⁾.

¹⁾ Lava ist mithin kein bestimmtes Gestein, vielmehr eine Erscheinungsart, die sehr verschiedene Gesteine annehmen.

Ströme nennt man flußartige, also lange und schmale Magmenergüsse, während bei einer Decke eine teppichartige Ausbreitung des Schmelzflusses stattgefunden hat.

Manche Lavaströme bzw. -decken sind auf dem Meeresboden ausgebreitet. Werden Ströme oder Decken von andern Gesteinen eruptiver oder



Fig. 10. Lavaström und Auswürflinge, Teneriffa. Behme phot.

sedimentärer Art verhüllt, so werden sie zu Lagern. Oft findet man sehr viele Lavaergüsse übereinander, so z. B. bei den Trappbasalten Islands, die zusammen 1000 m Mächtigkeit erreichen. Gelegentlich gebraucht man den Namen Lager auch für Eruptivmassen, die zwischen Gesteinsschichten eingedrungen sind (Lagergänge).

Zum Schluß sei der Vulkanen gedacht. Sie sind zum großen Teil durch Aufschüttung von Magmenteilen entstanden, die

bei Explosionen aus den Kratern herausgeschleudert werden. Aus den Schmelzflüssen mit großer Gewalt entweichende Gase reißen Magmentteile mit sich empor, und diese alsbald erkalteten feinen Aschen und gröbern Lapilli, Bomben, Fladen häufen sich lagenweise, den verschiedenen Ausbrüchen entsprechend, um die vulkanische Mündung zu nicht selten sehr bedeutenden Bergen an.

Wesentlichen Anteil am Aufbau der Vulkane nehmen fernerhin oft Lavamassen. Sie strömen aus der Krateröffnung an der Spitze des Berges oder aus Spalten, die an seinen Flanken aufreißen. Vielfach ziehen sie sich wie lange Schleppen von den Vulkanabhängen in die niedere Umgebung. Weiterhin ist gelegentlich zu beobachten, daß ein Netzwerk von injizierten Gängen die Aufschüttungsmassen verfestigt. (Vgl. Fig. 3, S. 4.)

Bezüglich mancher Vulkanberge hat man die Meinung geäußert, daß sie nicht durch Aufschüttung loser Massen in etwaiger Abwechslung mit Lavaausflüssen entstanden seien, sondern durch einmaligen Austritt



Fig. 11. Lavadecke, Kilauea, Hawaii.

großer Magmenmengen und Anhäufung derselben zu einer „Quellkuppe“. Derartiges findet man bei schildförmig gestalteten Basaltbergen Islands, auch auf Hawaii. Kraterförmige Einsenkungen auf solchen „Schildvulkanen“ führt man auf Einstürze in Hohlräume zurück, die sich durch Abfließen von Lava unter bereits erstarrter Decke bildeten.

Man nimmt zumeist an, daß die feuerspeienden Berge auf Spalten stehen, deren Richtung durch reihenförmige Anordnung benachbarter Vulkane gelegentlich angedeutet



Fig. 12. Vulkanlandschaft im Tengerkrater (Java).

wird. Solche Spalten mögen sehr wohl infolge der Bewegung der sie begrenzenden Schollen eine Strecke weit geschlossen, an andern Stellen ihres Verlaufs offen sein (Fig. 8, S. 6). An letztern können sich dann durch explosive Tätigkeit Vulkane aufbauen. Bis mehrere hundert Meter tiefe, sich offen weithinziehende Spalten (die Eldgja ist 30 km lang), welche gelegentlich in Vulkanreihen auslaufen, sind eine kennzeichnende Erscheinung auf Island.

In Rücksicht auf die erwähnten Explosionsröhren kann weiterhin mit Recht angenommen werden, daß Vulkane sich auch über den Mündungen solcher Schlöte erheben.

Bezüglich der Maare, rundlicher Wasserbecken der Eifel (Fig. 13) und andrer Gegenden, glaubt man, daß sie die trichterförmigen Erweiterungen von Explosionsröhren darstellen. Die vulkanische Tätigkeit hat sich nach Herstellung der Schlöte gar nicht weiter oder nur in geringfügigem Maße durch Ausschleudern vulkanischer



Fig. 13. Gemünder Maar, Eifel.

Bomben gezeigt. Die Maare wie die schwäbischen Stielgänge stellen nach Branca gewissermaßen „Vulkanembryonen“ dar.

Wohl erhaltene erloschene Vulkane findet man in Europa z. B. in der Eifel und in der Auvergne. Das bekannteste Beispiel für einen tätigen Feuerberg ist der Vesuv, ein Doppelkraterberg. Ein alter Vulkan, Monte Somma, ist nur noch etwa zur Hälfte erhalten; der fehlende Teil ist bei der riesigen Eruption vom Jahre 79 nach Chr., bei der Herkulanum und Pompeji verschüttet wurden, wohl in die Luft gesprengt. Innerhalb des Kraterschlundes hat sich durch Aufschüttung loser Massen, Erguß von Lavaströmen und Gangbildungen der jetzt tätige Vesuv aufgebaut (vgl. Fig. 9, S. 7). Ein typisches Vulkanbild stellt Fig. 12 dar. Die ebene Fläche, in welcher sich verschiedene Krater erheben, ist der etwa eine Quadratmeile große Kraterboden des Tenggervulkans. Im Hintergrunde dampft der höchste Berg Javas, der Smeru.

Die ursprüngliche geologische Form der Vorkommnisse eruptiver Gesteine ist vielfach durch Verwitterung verändert.

Eruptivstöcke und Lakkolithe sind von ihrer bedeckenden Hülle mehr oder minder vollständig befreit und oft bis tief in ihr Inneres durch Talbildung erschlossen. Steilstehende Gangbildungen ragen zuweilen wie Mauern aus der Erdoberfläche heraus, wenn sie nämlich der Verwitterung größern Widerstand

leisten als ihr Nebengestein; im umgekehrten Falle kennzeichnen sie sich als grabenförmige Vertiefungen.

Lavaströme, Decken, Lager sind oft durch Fortführung einzelner Teile in Stücke zerlegt. Man beobachtet dann nur Reste des frühern Vorkommens. So liegt oben auf dem Meißner in Hessen eine an 150 m dicke Basaltplatte als rundum steil abgeschnittener Rest einer Lavadecke (Fig. 14). Viele erloschene Vulkane sind durch Verwitterung mehr oder minder stark zerstört. Manche Vulkankegel sind durch radial nach unten verlaufende und sich verbreiternde Schluchten, die ihre Entstehung abfließendem Wasser verdanken, topfkuchenartig eingekerbt (vgl. Fig. 12), auch wohl seitlich bis zum Kraterschlot durchquert, so daß letzterer zu einem innern Kesseltal (Caldera) geworden ist, aus dem eine Schlucht (Barranco) nach außen führt¹⁾. Manche Basaltkegel bezeichnen wohl die Stellen früherer feuerspeiender Berge, deren äußerer Mantel losen Materials durch die Verwitterungsprozesse fortgeführt ist, so daß die im Kraterinnern erstarrten Gesteinsmassen, der Kern der Vulkanberge, oder selbst die Ausfüllung des Zufuhrschlotts nunmehr bloßgelegt ist. Schließlich deuten



Fig. 14. Meißner (Hessen). Basalt (schwarz).

nur noch verhältnismäßig niedrige Erhebungen den Platz einst vielleicht erhabener Berge an. Nach Lepsius mag der Vogelsberg in Hessen, der nur noch 770 m Höhe erreicht, den Aetna (3300 m) an Höhe übertroffen haben; er bedeckt eine Grundfläche von 40 Quadratmeilen, der Aetna eine solche von nur 20.

Im übrigen ist zu erwähnen, daß viele Vulkane die ideale Kegelform, wie sie z. B. lange Zeit der Fujiyama in Japan darstellte, im Laufe ihrer Tätigkeit nicht behielten, so wenn es an ihnen zu beträchtlichen Seitenausbrüchen kam, oder falls teilweise Einstürze infolge gewaltiger Erschütterungen durch Explosionen sich ereigneten. Z. B. ist von dem S. 4 erwähnten Krakatau-Inselberge nur die eine Hälfte erhalten, die andere wurde bei der Explosion vom Jahre 1883 zum Teil zerstäubt, zum Teil sank sie ins Meer. Vgl. auch die Schilderung des Vesuv S. 10.

Eine zweite Art der Umgestaltung von Vorkommnissen eruptiver Gesteine vollzieht sich bei der Gebirgsbildung. Hierüber ist S. 21 u. f. besonders verhandelt.

2. Allgemeine geologische Erscheinung der Sedimentgesteine.

Wie bei den Eruptivgesteinen ist die geologische Erscheinung der Sedimente natürlich mit ihrer Entstehung eng verknüpft. Es wird letztere im Abschnitt X genauer erörtert. An dieser Stelle sei bezüglich der Bildung der Sedimente vermerkt, daß viele von ihnen im Wasser abgelagert sind (neptunische Sedimente), und zwar stellen unter diesen die neptunischen klastischen

¹⁾ Namen nach typischen Vorkommen auf der Insel Palma, Canaren.

Sedimente den Absatz von Teilen dar, die, wie z. B. die Sinkstoffe in Flüssen, als feste Körper transportiert werden und beim Nachlassen der Schleppkraft, etwa beim Einmünden eines Flusses in ein Wasserbecken, niedersinken und sich zu Lagen anhäufen. Andernfalls wird im Wasser gelöstes Material aus ihm ausgeschieden und abgelagert (neptunische Ausscheidungssedimente). Es vollzieht sich hierbei die Abscheidung entweder unter dem Einfluß physikalischer oder chemischer Verhältnisse ohne Mitwirkung von Organismen, z. B. durch Verdunsten von Salzseen in Wüstengegenden, oder andererseits durch die Lebenstätigkeit von Tieren, die wie Muscheln, Schnecken usw.

dem Wasser Bestandteile zum Aufbau von Gehäusen oder innerer Hartteile entnehmen bzw. von Pflanzen, die gelöste Stoffe auf und in sich niederschlagen.

Wie im Wasser, bilden sich Sedimente auch im Medium der Luft (äolische Sedimente). So wird in Wüstengegenden oder sonstigen trocknen Bezirken Sand vom Sturme fortgeführt und oft weit von der Stelle seiner Entstehung abgelagert. Er stellt dann am Orte seines Absatzes ein äolisches, klastisches Sediment dar. Im Hochgebirge und im kalten Norden kristallisiert der gelöste Wasserdampf aus der Atmosphäre reichlich aus und schlägt sich als äolisches Ausscheidungssediment Schnee zu Boden.

Entsprechend ihrer Bildungsart findet man die Sedimente sehr häufig aus Lagen (Schichten) aufgebaut. Jede Schicht entspricht einer Periode des Absatzes und war einmal die Oberfläche der Lithosphäre.

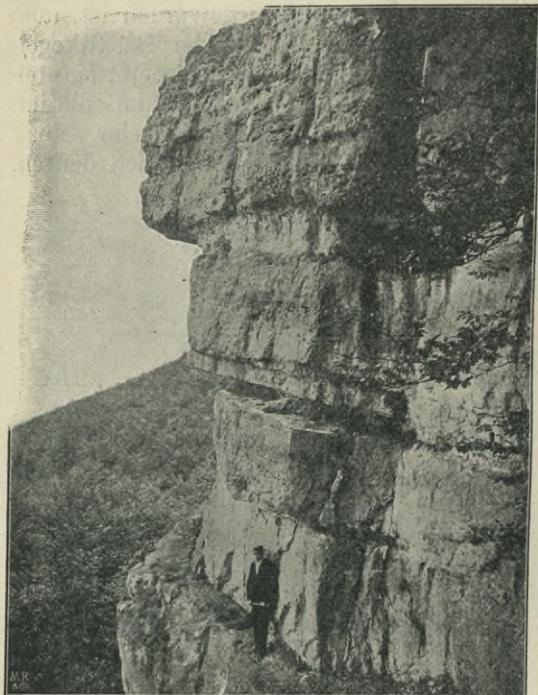


Fig. 15. Sediment.

Kalksteinschichten bei Eschershausen am Ith (Hannover).

Bei Bodensätzen mechanisch im Wasser suspendierter Teile kommt die Lagenstruktur meist dadurch zum Ausdruck, daß periodenweise verschieden grobes oder stofflich verschiedenes Material abgelagert wird, in einem Seebecken z. B. zur trockenen Jahreszeit nur Schlamm, zur Regenperiode, bei großer Wasserfülle und damit gesteigerter Transportfähigkeit der Material zuführenden Flüsse, auch Sand oder sogar Gerölle. Indes selbst wenn gleichartige Substanzen periodenweise abgesetzt werden, also Ablagerungszeiten und absatzlose Zeiten wechseln, kann im Gestein wohl auch schichtenförmiger Aufbau heraustreten, z. B. durch Austrocknen und Verhärten oder chemische Veränderung der jeweiligen Absatzoberfläche, die sich dann auch später im Gestein geltend macht.

Bei Sedimenten, die sich durch Auskristallisieren von Substanzen aus Lösungen bilden, tritt vielfach eine Schichtung durch periodenweisen Nieder-

schlag stofflich verschiedener Materialien heraus. In manchen Steinsalzlagerstätten z. B. wechseln in vielfacher Wiederholung Lagen von Steinsalz und Anhydrit miteinander ab (Wechselagerung).

Im Falle in ununterbrochener Folge gleichmäßiges Material abgesetzt wird, kann sich im betreffenden Gestein keine Schichtung zeigen. Das trifft z. B. oft bei Gips, ferner bei Korallenbauten zu. Solche Sedimente heißen massig.

Der Abbruch (Fig. 15) zeigt uns einen typischen Aufbau von Sedimentgesteinen. Sie liegen in Schichten, Platten, Lagen, Flötzen (Flözen), bei größerer Dicke, wie im vorliegenden Falle, Bänke genannt, übereinander. Sehr dünne, meist tonige Lagen zwischen dickern nennt man wohl Bestege. Die Dicke einer Schicht bzw. einer Schichtenfolge heißt man ihre Mächtigkeit.



Fig. 16. Windwellenfurchen auf Dünensand. Warnemünde (Mecklenburg). Nach Geinitz.

Die Erklärung für sehr große Mächtigkeiten von Gesteinsfolgen, die ihrem ganzen Charakter nach in flachen Wasserbecken abgelagert sind (Konglomerate, Sandsteine, Korallenriffe, Kohlen), wird wohl nur bei Annahme einer Senkung zu machen sein. Sinkt der Ablagerungsboden, so ist Gelegenheit gegeben, daß sich immerfort neues Material auf dem bereits sedimentierten absetzt.

Die mehr oder minder bedeutende Dicke einer Schicht ist von großer technischer Wichtigkeit. Sie bedingt die Höhe der aus der Gesteinslage gewinnbaren Blöcke; die Abbauwürdigkeit z. B. von Eisenerz- oder Steinkohlenflötzen wird ebenfalls besonders durch ihre Mächtigkeit bestimmt. Ist sie gering, so wird die Gewinnung viel wertloses (taubes) Material mit in den Kauf nehmen müssen, da die Zugängigkeit des Vorkommens durch Menschen eine gewisse Minimalhöhe der Arbeitsorte bedingt.

Die Möglichkeit nutzbringenden Abbaues richtet sich natürlich nach dem Werte des zu gewinnenden Materials. Steinkohlenflötze unter 30 cm Mächtigkeit sind im allgemeinen auch bei mäßig tiefer Lagerung nicht mehr abbauwürdig. Hingegen wird das 7 bis 17 cm starke Kupferschieferflötz (mit nur 2 bis 3% Cu und 5 kg Silber auf 1 t Kupfer) noch gewinnbringend, allerdings mit sehr niedrigen ($\frac{1}{2}$ m hohen) Bauen gewonnen.

Die obere Grenzfläche einer Schicht heißt ihr Dach, die untere ihre Sohle.

Die Beschaffenheit von Dach und Sohle, also der Schichtflächen, wechselt. Zuweilen sind sie ausgezeichnet plan; oft ist das nicht der Fall. So verursachen vielfach Versteinerungen (Reste von Lebewesen, die im Gesteinsmaterial liegen) Unebenheiten. Auf manchen Schichtflächen, besonders von Sandsteinen, auch Tonschiefern, beobachtet man sog. Wellenfurchen, das sind wellenartige, in dem noch lockern Sediment entstandene langgestreckte Erhabenheiten und Vertiefungen, die sich bei der Verfestigung des Materials erhielten. Die Wellenfurchen entstehen durch Wirbelbewegungen, die sich in dem fließenden Medium Wasser oder Luft in regelmäßigen Abständen

infolge der Reibung des Wassers bzw. der Luft am Boden bilden. Andre Schichtwechsel weisen Trockenrisse auf. Sie erscheinen in austrocknenden und dabei stark schrumpfenden tonigen Sedimenten, wie es Fig. 17 zeigt. Manche Vertiefungen sind als Tierfährten (Fußeindrücke, Kriechspuren usw.) zu erkennen (Fig. 18). Auch haben wohl Kochsalzkristalle, die aus Salzwasser kristallisierten, Eindrücke und beim spätern Überfluten des Schlammes nach



Fig. 17. Trockenrisse in Ton.

ihrer Auflösung entsprechende Hohlräume im Sediment verursacht. Gewisse rundliche Vertiefungen auf Schichtflächen sieht man als Eindrücke von Regentropfen an. Alle solche Hohlformen wurden dann vielfach von neu sich ablagernden Schlamm- oder von Sandmassen ausgefüllt, so daß nunmehr von den aufeinander folgenden Schichten jeweils die eine (die untere) das betreffende Negativ, die andre (die obere) den körperlichen Ausguß vorführt. Umgekehrt ist es, wenn sich Erhabenheiten einer Schicht, z. B. die am

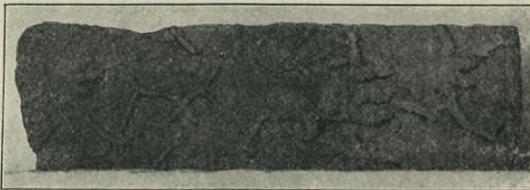


Fig. 18. Ausgefüllte Tierfährten und Trockenrisse einer Sandsteinplatte.

Meeresufer öfter in zahlloser Menge zu beobachtenden Wurmexkrementhäufchen nach oben in der sie bedeckenden Ablagerung abdrücken.

Die über einer beliebigen Lage befindliche Gesteinsmasse nennt man ihr Hangendes, die unter ihr lagernde ihr Liegendes.

Ursprüngliche Lagerung der Sedimente. Die Sedimente schmiegen sich bei ihrem Absatz der Unterlage an. Der Meeresboden, auf dem sehr viele sedimentäre Gesteine abgelagert wurden, ist und war wohl auch in frühern geologischen Zeitaltern im allgemeinen eben oder sehr wenig geneigt.

Demgemäß bildeten die marinen Absätze zumeist horizontale Schichten, die sich konkordant (parallel) übereinander absetzten.

Gelegentlich findet sich ursprünglich geneigte Schichtenstellung, z. B. bei Schnee auf Bergabhängen oder dort, wo vulkanische Aschen um Ausbruchstellen bzw. beim Zurückfallen in den vulkanischen Schlot sich mit ihrem natürlichen Böschungswinkel ablagern, auch wo Flüsse ihre Gerölle, Sande usw. in tiefe, steilrandige Wasserbecken schwemmen, oder wo der Wind Sand zu Dünen zusammenträgt, deren Abfall an der Windschattenseite gegen 30° , an der Windseite ca. 5° beträgt.

Mit diesen schräg gelagerten Bildungen hängt die bei Geröllen, Sanden, auch Sandsteinen oft zu beobachtende sog. Schrägschichtung zusammen

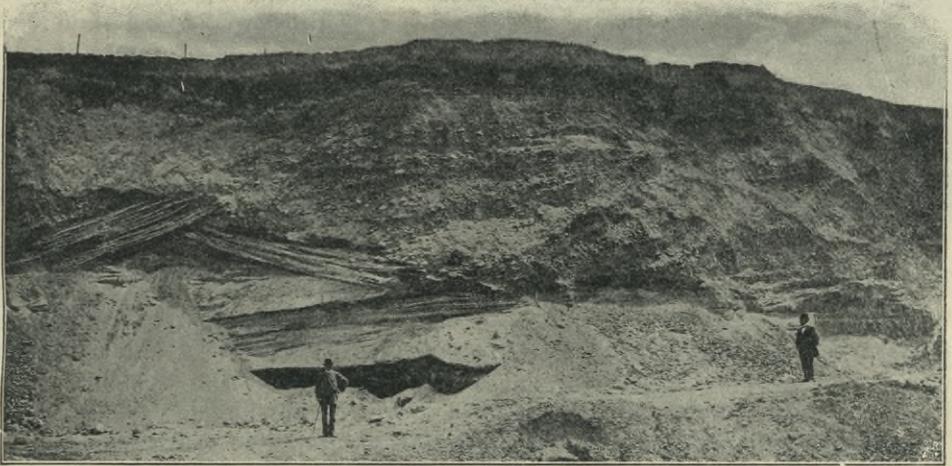


Fig. 19. Schrägschichtung. Diluviale Ablagerungen bei Oker (Harz).

Fig. 19). Diagonalschichtung kommt zustande, wenn Schuttkegel, Sandbänke oder Dünen von flach geneigten oder horizontalen Schichten überlagert werden. Unregelmäßigkeiten stellen sich leicht ein, wenn ein Teil z. B. von Dünen vor der Überlagerung zerstört wird.

Die seitliche Verbreitung einer Schicht kann natürlich sehr verschieden groß sein und entspricht dem Absatzgebiet der betreffenden gesteinsbildenden Substanzen. Manche Schichten dehnen sich meilenweit in Länge und Breite, wie z. B. das sog. Kupferschieferflötz, andre halten nur auf geringe Strecken an. Zuweilen kann man in Aufschlüssen die zungenförmige Verdünnung, das Auskeilen¹⁾, einer Schicht beobachten.

Es sei gleich an dieser Stelle betont, daß die Ausbildung einer und derselben Schicht nicht immer gleichmäßig im ganzen Gebiete ihres Absatzes ist. Kommt z. B. ein Sediment durch Einschwemmung fester Teile in einen See zustande, so wird das gröbere Material alsbald, das feinere in weiterer Entfernung von der Flußmündung abgelagert, so daß die entstehende Schicht einen allmählichen Übergang von einem zum andern Extrem der Ausbildung

¹⁾ Die Ausdrücke Mächtigkeit, Hangendes, Liegendes, Dach, Sohle, Auskeilen usw. wendet man entsprechend auch auf andre geologische Körper, z. B. auf Gangplatten, an.

in ihrem Verlaufe zeigt. Bei der Gewinnung von Sandsteinen, Eisenerzen usw. machen sich solche Verhältnisse zuweilen störend merklich.

Die Verteilung von Land- und Wassergebieten (letztere die Bildungsstätten sehr vieler Sedimentgesteine) hat im langen Laufe der Erdgeschichte vielfach gewechselt. Nur wenige Stellen der Erdveste sind nicht wenigstens einmal vom Sediment bildenden Meere überflutet gewesen, und so kommt es, daß man vielfach auf dem Lande Gesteine vorfindet, die sich als Meeresabsätze kennzeichnen.

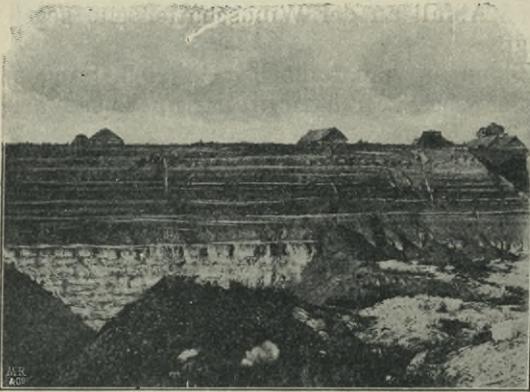


Fig. 20. Steinbruch bei Miatchkowo (Rußland).
Transgression von Jura (obere dunkle Lagen) über Carbon
(untere, helle Schichtenfolge).

Auch die Wüstenregionen, die wie oben bereits angedeutet ist, als Gebiete für Sedimentbildung wesentlich in Betracht kommen, sind anscheinend im Laufe der geologischen Zeiten vielfach verschoben, und ebenso haben die Bezirke großer Schnee- bzw. Eisablagerungen gewechselt. Man nennt insbesondere ein Übergreifen von Meeresabsätzen über ein früheres Festland eine Transgression. In sehr großem Maßstabe hat sich eine solche in der

jüngern Kreidezeit vollzogen. Ähnlich können auch Wüstenablagerungen transgredierend über ältern Gesteinen sich ausbreiten. Die Schichten sind in solchen Fällen natürlich nicht zeitlich lückenlos aufeinander gefolgt.

So besteht z. B. bei der in Fig. 20 dargestellten Gesteinsfolge eine bedeutende Zeitlücke zwischen der Ablagerung der untern, weißen und der obern, dunklern Schichten.

Die Grenzfläche beider Transgressionen, also die Oberfläche des untern und zugleich Unterfläche des obern (transgredierenden) Schichtenkomplexes, ist zuweilen plan, oft aber infolge kleinerer oder größerer Vertiefungen (Taschen, Spalten usw.) der ältern Gesteinsmasse uneben (Fig. 21). Zuweilen war das „Relief“ der untern Gesteinsfolge zur Zeit ihrer Bedeckung ein sehr bedeutendes, so daß die ältern Gesteine mit förmlichen Bergen in die überlagernden Sedimente eingreifen. So erklären sich z. B. die sog. geologischen Klippen in den Karpaten, ältere Kalksteine, die in jüngere Sedimente hineinragen. Ähnliche verschüttete Landschaftsformen liegen in manchen Wüstengegenden vor, in denen anstehende Gesteine aus lockerm Gestein herausragen. Auch die sog. „Nunatakker“ Grönlands (aus der Inlandeisbedeckung herausschauende Bergspitzen) kann man mit den geologischen Klippen in Parallele bringen, gleichwie die „Ingressionslandschaften“ z. B. Dalmatiens, wo die Bergzüge des ertrinkenden Landes aus dem Meere ragen. Transgressionen können sich natürlich auch über Eruptivgesteinen zeigen.

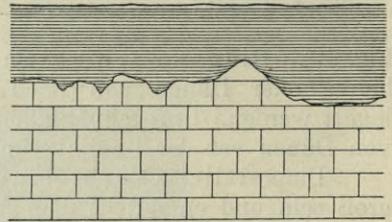


Fig. 21. Transgression auf stark unebenem
Untergrunde.

Dafür bietet z. B. die Überlagerung des Heidelberger Granits durch die Schichten des Rotliegenden ein schönes Beispiel.

Bemerkungen. 1. Gangform ist bei klastischen Sedimenten eine seltene geologische Erscheinungsform. Sie findet sich zuweilen bei Sandsteinen und kommt zustande, wenn Sandmassen in Spalten, die sich an der Erdoberfläche (z. B. infolge von Erdbeben) öffneten, eingespült oder eingeweht und nachher verfestigt werden. Auch ist die Möglichkeit gegeben, daß sog. Schwimmsand (d. i. mit Wasser getränkter Sand) in Spalten und Klüfte unterirdisch eindringt und so Gangform annimmt.



Fig. 22. Quarzgänge in Tonschiefer. Rammelsberg bei Goslar (Harz).

2. Viele oft recht beträchtliche Spalten der Erdkruste sind durch Absätze aus wandernden Gewässern ausgefüllt, so z. B. durch Quarz, dem sich auch Erze, etwa Eisenkies und Gold, beigesellen. Man kann sehr wohl diese Massen gleichfalls zu den Gesteinen rechnen.

Wie bei den Eruptivgesteinen ist die ursprüngliche Form des geologischen Vorkommens auch der Sedimentgesteine durch Verwitterung vielfach verändert worden. Viele Schichtenfolgen stellen nur noch kleine Reste einst weit mächtigerer oder ausgedehnter Ablagerungen dar; früher zusammenhängende Lagen sind durch Talbildung gegliedert.

Eine besonders wichtige Art der Umgestaltung von Vorkommnissen sedimentärer Gesteine macht sich bei der Gebirgsbildung geltend. Hiervon wird S. 23 u. f. besonders die Rede sein.

Im natürlichen Zusammenhange mit der Entstehung der Sedimente, besonders der Ablagerungen aus dem Wasser, ist es, daß in ihnen häufig Versteinerungen (Petrefakten, Fossilien) gefunden werden. Das sind mehr oder minder veränderte Reste von Lebewesen (Tieren und auch Pflanzen), die einst in dem betreffenden Wasser, in dem die Bodensätze sich vollzogen, lebten oder in es hineingespült wurden. Sie sind von den Gesteinsteilen umschlossen und falls Hohlformen vorlagen, auch oft ausgefüllt. Natürlich können äolische Sedimente ebenfalls Fossilien (Landschnecken, Knochen von Steppentieren usw.) enthalten. Man findet in ihnen, z. B. in Dünensand, zuweilen auch Reste von Wasserbewohnern, so von Muscheln, Schnecken, Krebsen, die von Vögeln, denen die Tiere als Nahrung dienten, eingeschleppt sind. Da in den feurig-flüssigen Massen der Eruptivgesteine keine Lebewesen gedeihen konnten, fehlen Petrefakten in diesen Gesteinen.

Mit Hilfe der Versteinerungen ist es gelungen, eine zeitliche Gliederung der Sedimentgesteine, ihre Altersfolge, ausfindig zu machen. Die Tier- und Pflanzenwelt der Erde hat sich im Laufe der Erdgeschichte fort und fort geändert, so daß nacheinander immer andre Arten und Gattungen von Lebewesen die Erde, insbesondere auch die Wasserbecken, bevölkert haben. Daher sind die bezüglich ihrer Bildungszeit voneinander abweichenden Sedimente durch ebenfalls voneinander abweichende Versteinerungen gekennzeichnet,

und man kann auf Grund der Funde von Petrefakten die Ablagerungszeit der betreffenden Sedimentgesteine erkennen. Für die Altersbestimmung von Schichten besonders wichtige und auch verbreitete Petrefakten nennt man Leitfossilien.

Vergleicht man den Schichtenaufbau der Erdkruste dem Bestande eines Buches aus Blättern, so stellen die Leitfossilien gewissermaßen die Seitenzahl dar, mit deren Hilfe man Schichten in die Gesamtfolge eingliedern kann, auch wenn sie aus dem Verbande herausgerissen sind.

Man hat auf dem angegebenen Wege folgende Altersgliederung der Sedimentgesteine machen können.

		Formationen.	
Neozoische (Känozoische) Periode	Quartär	{	Alluvium
		{	Diluvium
	Tertiär	{	Pliozän
		{	Miozän
		{	Oligozän
{		Eozän	
Mesozoische Periode	Kreide	{	Paläozän
		{	Senon
		{	Turon
		{	Cenoman
		{	Gault
	Jura	{	Neokom (Hils) nebst Wealden
		{	Malm (Weißer Jura)
		{	Dogger (Brauner Jura)
	Trias	{	Lias (Schwarzer Jura)
		{	Keuper
Paläozoische Periode	Dyas	{	Muschelkalk
		{	Buntsandstein
	Karbon	{	Zechstein
		{	Rotliegendes
	Devon	{	Oberkarbon
		{	Unterkarbon
	Silur	{	Oberdevon
{		Mitteldevon	
		{	Unterdevon
		{	Obersilur
		{	Untersilur
			Kambrium
			Präkambrium

Die erwähnten Gruppen werden noch weiter in Abteilungen gesondert, auf welche hier nicht näher eingegangen zu werden braucht.

Der älteste Abschnitt der durch bekannte Gesteinsablagerungen gekennzeichneten Erdgeschichte ist die sog. archaische Periode, die Bildungszeit des Materials der alten (vorpräkambrischen) kristallinen Schiefer (Archaikum).

Durch Angabe obiger Zeitalter wird auch das geologische Alter der Eruptivgesteine gekennzeichnet. Man erschließt es aus ihren Lagerungsbeziehungen zu Sedimentgesteinen. Durchbricht z. B. Basalt Ablagerungen der Kreidezeit, so ist er natürlich jünger als letztere. Je näher zwei Schichten-

folgen sich zeitlich stehen, von denen die eine durch die Lagerungsverhältnisse als älter, die andre als jünger als ein Eruptivgestein erkannt ist, um so genauer kann man die Eruptionszeit angeben. Um ein Beispiel zu erwähnen, sei vermerkt, daß man für Deutschland die Zeiten des Paläozoicums als Perioden vielfacher Eruptionen, die des Mesozoicums als lange Ruhepause, die Tertiärzeit aber wiederum als Periode reichlicher Ausbrüche nachgewiesen hat. Findet man, daß ein Eruptivgestein ein andres durchbricht, so ist natürlich das Altersverhältnis beider festgelegt. Da z. B. die Harzer und Odenwälder Granite gangförmig Gabbro bzw. Diorit durchsetzen, so sind letztere älter als der Granit (s. Fig. 23).

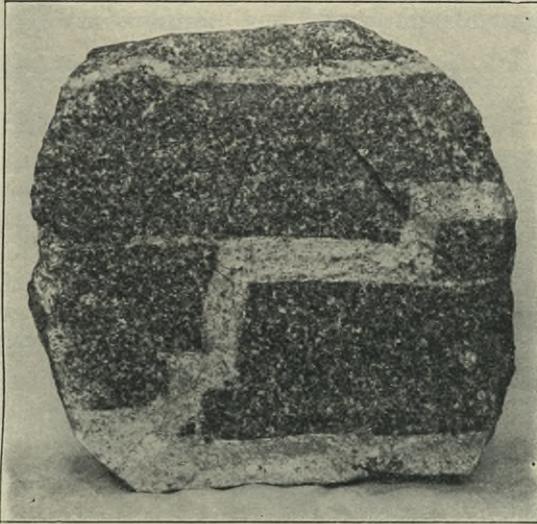


Fig. 23. Granitgang in Gabbro. Dieser mithin älter als jener. Sandtal bei Wernigerode (Harz).

3. Allgemeine geologische Erscheinung der kristallinen Schiefer.

Typische kristalline Schiefer zeigen, außer einem (mit bloßem Auge sichtbaren) kristallinen Aufbau, wie ihr Name weiter sagt, Schieferung, d. h. eine Art Lagenstruktur, welche gestattet, daß man die Gesteine nach bestimmten parallelen Flächen, auf welchen blättchenförmige Mineralien, wie z. B. Glimmer, angesammelt sind, in ebene oder knotig wellige Platten spalten kann.

Charakteristisch erscheint ferner für den Gesteinskomplex der kristallinen Schiefer das Vorkommen großlinsenförmiger, von den Schiefnern konkordant umschlossener Einlagerungen meist nicht schieferiger Gesteine.

Die Entstehungsart der kristallinen Schiefer ist in mancher Hinsicht noch eine Streitfrage. Man findet diese Gesteine einmal als Material der archaischen Formation. Besonders im Hinblick auf die Stellung der letztern als unterste und somit älteste aller bekannten Gesteinsfolgen hat man diese kristallinen Schiefer, wenigstens zum Teil, für die allerdings veränderte Erstarrungskruste unseres einst feurig-flüssigen Erdballes gehalten. Andererseits sind die in Rede stehenden Gesteine als die ältesten, mehr oder minder metamorphosierten Sedimente bezeichnet. Am meisten Anklang hat wohl die

Meinung gefunden, daß in den kristallinen Schiefen sowohl eruptives als auch sedimentäres Material recht verschiedenen Alters vorliegt, das tiefgreifende Umänderungen bezüglich Struktur und Mineralbestand erfahren hat.

In der Hinsicht kommen (in Abschnitt XI genauer erörterte) Umwandlungen in Betracht, die als Regionalmetamorphose, Injektionsmetamorphose und Kontaktmetamorphose bezeichnet werden. Man versteht darunter Umänderungen in tiefen Zonen der Erdrinde unter dem Einfluß erhöhter Temperatur, überhitzten Wassers und des Druckes der hangenden Gesteine (Regionalmetamorphose) bzw. Umwandlungen von Gesteinen durch in sie eindringende Schmelzflüsse (Injektionsmetamorphose) sowie Veränderungen von Gesteinen durch heiße Lösungen und Dämpfe, die, unterirdischen Schmelzflüssen entweichend, ins Nebengestein eindringen und dies zum Umkristallisieren veranlassen (Kontaktmetamorphose).

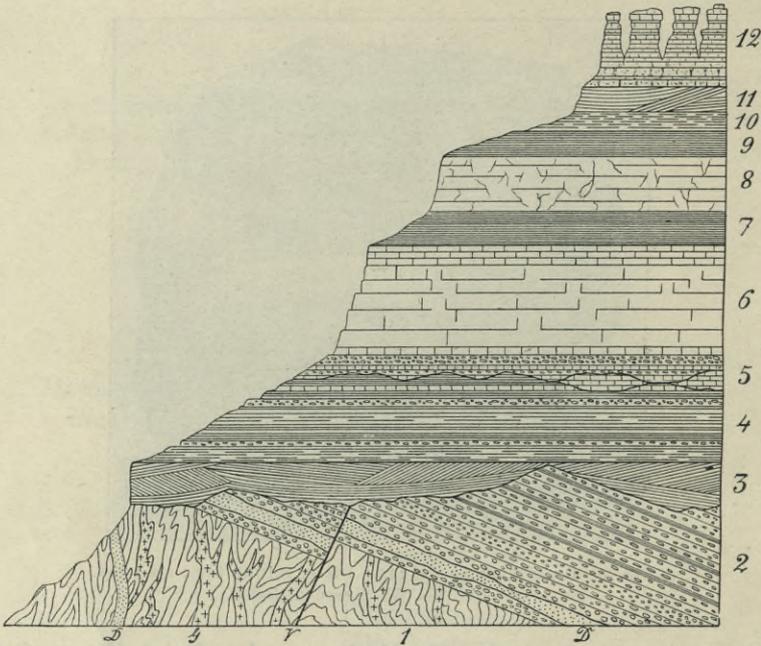


Fig. 24. Profil des Colorado-Cañons nach F. Frech.

1 gefalteter Gneiß mit Gängen von Granit und Diabas. 2 Präkambrium diskordant auf dem Gneiß, mit einem Lagergang oder einem Lager von Diabas. Verwerfung V (älter als Kambrium). 3 und 4 Kambrium diskordant auf Präkambrium. Zwischen 2 und 3 eine Lücke in der Schichtenfolge. Schrägschichtung in 3. 5 Reste devonischen Kalksteins. 6 Unterkarbon. 7—12 Oberkarbon. Schrägschichtung in 11. Ruinenformen (Verwitterungserscheinung) bei 12 (dolomitische Kalksteine.)

Nach der Meinung mancher Geologen, insbesondere nach H. Rosenbusch, spielt hingegen sog. Dynamometamorphose (Dislokationsmetamorphose, Druckmetamorphose) die Hauptrolle bei der Entstehung der kristallinen Schiefer aus Eruptivgesteinen und Sedimenten. Es handelt sich dabei um den Einfluß des Gebirgsdrucks, dessen Pressung die Schieferstruktur unter gleichzeitiger Veränderung des Mineralbestandes hervorgerufen haben soll.

Nicht zu verkennen ist aber schließlich, daß manche kristallinen Schiefer (insbesondere in der Gruppe der sog. Gneiße) lediglich Eruptive (z. B. Granite) mit ursprünglicher Lagerstruktur sind, welche letztere durch Gebirgsdruck bzw. durch ein Fließen beim Erstarren des Gesteins zuwege kam.

Deutliche Versteinerungen sind bislang in den Gesteinen der archaischen Formation nicht gefunden, in den jüngern kristallinen Schiefen, z. B. der alpinen Juraformation, oft beobachtet.

IV. Lagerungsstörungen der Gesteine.

Es ist für den Techniker und Bergingenieur, insbesondere bei Herrichtung von Steinbrüchen, Straßen, Tunneln, Kanälen und Bergwerken, von hoher Wichtigkeit, die Lagerung der Gesteine zu kennen, da von der bessern oder schlechtern Anpassung solcher technischen Werke an diese Verhältnisse die mehr oder minder leichte Ausführbarkeit, der Grad der Brauchbarkeit und Dauerhaftigkeit der Anlagen abhängen.

1. Entstehung und Vorkommen von Lagerungsstörungen der Gesteine.

Man bringt die Lagenveränderungen der Gesteine zumeist mit der Schrumpfung unsers einst feurig-flüssigen, durch Wärmeausstrahlung in den kalten Weltenraum allmählich mehr und mehr in seinen äußeren Teilen erkalteten Weltkörpers zusammen, dessen starre Schalenteile sich wie die Steine in einem Gewölbe gegenseitig seitlich pressen. An „schwachen“ Stellen der Erdkruste, wie sie durch ungleiche Dicke oder verschiedene Struktur veranlaßt sein mögen, machte sich der gewaltige Seitendruck dadurch geltend, daß Gesteinsschichten Falten schlugen (ähnlich wie ein Papierstreifen durch seitlichen Druck in Schlangenwindungen gelegt wird), oder daß an solchen Stellen ein Herauspressen von Teilstücken nach oben bzw. ein Übereinanderherschoben, vielleicht auch gelegentlich ein Abpressen nach unten stattfand. Die alte Vorstellung, daß der Eruptionsdruck (s. S. 4) eine Rolle bei manchen Krustenbewegungen gespielt hat, kommt neuerdings, nachdem diese Meinung zeitweise ganz verlassen war, mit Recht wieder mehr zu Ehren. Es ist sehr wohl möglich, daß diese Kraft auch in großem Maßstabe bei der Bildung von Gebirgen gewirkt hat (Alpen).

Man stellt sich vor, daß insbesondere durch Faltung von Gesteinsschichten für die ihnen benachbarten Teile der Erdkruste Bewegungsfreiheit geschaffen wurde¹⁾, und letztere dann dem Zuge nach unten folgen konnten. Daher lagern öfter neben „Faltungsgebieten“ „Senkungsfelder“, neben hohen, stark gefalteten Gebirgen

Niederungen: am Südfuße der Alpen die lombardische Ebene, am Himalaya das indische und an den Karpaten das ungarische Tiefland.

Als größte Senkungsfelder der Erde betrachtet man die ozeanischen Bezirke, denen gegenüber die Kontinente als stehen gebliebene Blöcke angesehen werden. Das mittlere Maß der Versenkung ist dann durch die durchschnittliche Meerestiefe zuzüglich der



Fig. 25. Gefalteter Kieselschiefer Osterode (Harz).

¹⁾ Denkt man sich die gefaltet daliegenden Gesteinsschichten wieder ausgeglättet, so würden sie natürlich ein weit größeres Feld bedecken als jetzt.

mittleren Landhöhe mit $3500+700 = 4200$ m gegeben. In den großen Becken sammelte sich naturgemäß die Hauptmenge des Wassers an¹⁾.

Es sei vermerkt, daß die Vorstellung von Heraushebungen von Teilen der Erdkruste durch Faltung und durch Überschiebung durchaus einleuchtet, daß indes die Annahme von Versenkungen, insbesondere an verhältnismäßig kleinen Erhebungen (Harz, Thüringer Wald) Schwierigkeiten begegnet und vielfach eingeschränkt bzw. verlassen werden muß.

Die Gebirgsbewegungen hat man sich im übrigen im allgemeinen als sehr langsam sich vollziehende geotektonische Ereignisse zu denken. Schließlich sei hervorgehoben, daß viele Falten, die jetzt an der Erdoberfläche sichtbar sind, in großer Erdtiefe unter andern Druckverhältnissen entstanden, als sie an der Erdoberfläche herrschen.

Im Laufe der undenklich langen Erdgeschichte haben sich die Ereignisse der Gebirgsbildung gelegentlich an nämlichen Orte wiederholt. An Stellen jetziger weit ausgedehnter Ebenen oder Hügellandschaften ragten einst gewaltige Alpengebirge empor, so im nordwestlichen Deutschland zur Karbonzeit das variskische Gebirge. Es ist durch

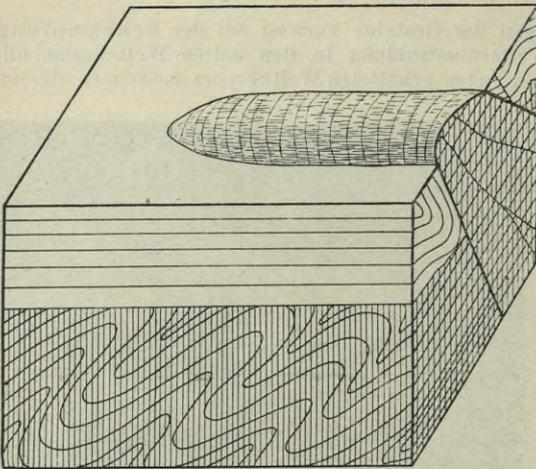


Fig. 26. Schema einer tektonischen Klippe. Variskisches Gebirge in der Tiefe, überlagert von Zechstein und vom Mesozoikum, örtlich keilartig emporgedrückt und herausgewittert (vgl. Harz).

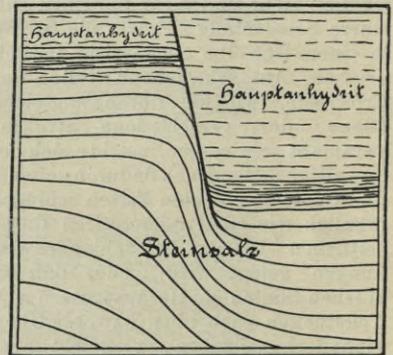


Fig. 27. Nach der Gesteinsart verschiedene Auslösung der Spannung: Schollengliederung in Anhydrit. Flexur im Steinsalz. Nach Everding.

Verwitterungsprozesse schon längst eingeebnet und bereits von den transgredierenden Sedimenten des Zechsteins diskordant überlagert worden. Seine Faltungsstümpfe stecken noch im Erdboden (s. Titelbild u. Fig. 26). Transgressionen sind in solchen Fällen besonders deutlich ausgeprägt.

Daß die gebirgsbildenden Kräfte auf der Erde noch nicht zur Ruhe gekommen sind, beweisen die häufigen tektonischen Erdbeben, die langsamen Bewegungen größerer Bezirke (Schollen der Erdkruste) und auch die Eruptionen von Lavamassen, deren Erscheinen sehr wahrscheinlich mit tektonischen Veränderungen des Erdbaus zusammenhängt (vgl. S. 3).

Manche großen Oberflächenteile der Erde scheinen nie gefaltet zu sein. Dort sind die Gesteine mithin keinem starken seitlichen Gebirgsdruck ausgesetzt gewesen, was für ihre Lagerung, für ihre petrographische Natur und damit für die technische Verwendbarkeit von großer Wichtigkeit ist. So ist es der Fall mit der gewaltigen Gesteinstafel des europäischen Rußlands, die seit auch geologisch uralten Zeiten eben daliegt. In andern kleineren Bezirken hat man erkannt, daß der Erdrinde eingelagerte, unfaltbare Gesteinsklötze, z. B. riesige Granitmassen, die überlagernden Sedimente vor dem Zusammenschub bewahrten. Vielleicht ist Ähnliches auch in Rußland der Fall.

¹⁾ Der höchste Berg ist der Everest-Berg im Himalaya mit 8840 m; die größte beobachtete Meerestiefe wurde im Graben bei den Marianen-Inseln s. s. ö. der Insel Guam mit 9636 m gemessen.

Auf die Art der Lagerungsstörung und auf die Erscheinungsweise der Brüche ist weiterhin gewiß der Gesteinscharakter nicht ohne Einfluß. Festere Gesteine werden sich unter gleichen Umständen anders verhalten als milde; das kann man z. B. bei der gemeinsamen Beanspruchung von Anhydrit und Steinsalz durch die dislozierenden Kräfte erkennen (Fig. 27). Auch die Lage der Brüche wird vom Gesteinscharakter gelegentlich beeinflusst sein. So ist es wohl kein Zufall, daß an dem steilen nördlichen Abbruche vom Harz und auch vom Kyffhäuser mächtige Granitmassen lagern. Vielfacher Wechsel im Gesteinscharakter wird die Bruchbildung begünstigen.

Es sei erwähnt, daß gelegentlich Faltungen von lockern Massen, wie Tonen, Mergeln usw., durch vorrückende Gletscher, insbesondere durch die zur Diluvialzeit auch Deutschland bedeckende mächtige Lage von Inlandeis verursacht wurden. Die langsam wandernden Eismassen preßten solche vor ihnen liegende Gesteine, stauchten und falteten sie. Dabei scheinen große Eiszungen gelegentlich in und unter weiches Gestein gedrungen zu sein. Das dem eingepreßten Eiskeil auflagernde Gestein wurde dann zuweilen vom vorrückenden Gletscher mitgeführt und dabei stark gestaucht und zerknetet.

Manche Lagerungsstörungen sind durch Einsacken von Gesteinen in unterirdische Hohlräume zustande gekommen, die durch Auflösen von Steinsalz, auch Gips, Anhydrit, Kalkstein, verursacht werden. In kleinem Maßstabe kann man das an den sog. Erdfällen beobachten, die z. B. in Gipsgebieten nicht selten sind. In Anbetracht der leicht löslichen, öfter viele Hunderte von Metern mächtigen Steinsalzlager in Norddeutschland ist nicht zu verkennen, daß dort das Fortführen solcher Salzmassen durch wandernde Gewässer, die Entstehung entsprechend gewaltiger Hohlräume und das Einsacken der zu schwachen Decke eine Ursache auch ausgedehnterer Dislokationen sein kann.

An dieser Stelle sei weiterhin die zuweilen trichterförmig oder unregelmäßig geneigte Schichtenstellung vulkanischer Tuffe in Explosionsröhren sowie der Randeile des Nachbargesteins erwähnt. Die Lagerung läßt sich durch Einsacken der Gesteine in die Schloträume erklären (vgl. Fig. 14, S. 11).

Schließlich ist zu vermerken, daß zuweilen Gesteinen, die sich unter Volumvermehrung chemisch verändern, der Platz zu enge wird und sie sich daher in Falten legen (Quellfaltung). Das nimmt man bei manchen Gipsen an (Schlangengips). Bei der Entstehung solcher Gipse durch Wasseraufnahme aus Anhydrit wurde das Volumen um $\frac{1}{3}$ vermehrt.

2. Lagerungsstörungen von Sedimentgesteinen.

In Faltungsgebieten findet man die starren Gesteinsschichten oft in erstaunlich gestörter Lagerung. Einfache Fälle liegen vor, wenn die Gesteinsplatten Sättel und Mulden bilden, deren Vereinigung man eine Falte nennt (Fig. 28). Je nach dem Grade der Zusammenpressung und damit der Schichtenaufrichtung spricht man von (flachen oder steilen) normalen, isoklinalen und Fächerfalten (bzw. Sätteln oder Mulden) sowie im besondern wieder bei diesen Gruppen von aufrechten, liegenden und überkippten Falten (Fig. 29). Man erkennt, daß die Schichten im überkippten Teile des Faltensystems umgekehrte Lage haben wie ursprünglich. Die jüngere Schicht *b* liegt hier unter der ältern *a*. Biegungen von Schichten wie in Fig. 27 und 36 nennt man Kniefalten oder Flexuren.

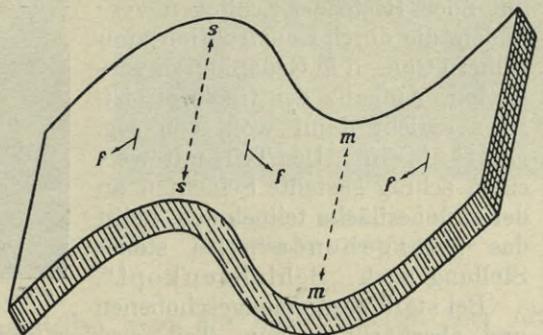


Fig. 28. Schema einer Falte;
s s Sattellinie, m m Muldenlinie, f Schenkel.

Faltenbogen greifen zuweilen als gewaltige Schlingen viele Kilometer weit aus. Bei andern kann man beide Flügel *f*, z. B. eines Sattels, im Aufschlusse

eines einzigen Steinbruches übersehen, ja bei kleinen Gesteinsstücken gewahrt man die verschiedenen Ausbildungen nicht selten in typischer Weise (Fig. 30 und 31).

Ganz erstaunliche Maße und Arten bestehen nach den neuern Auffassungen bei den Faltungen der Gesteine in den Alpen. Man hat es dort vielfach mit sehr weit ausgreifenden flachen, deckenförmig gelagerten Überfaltungen und gewissermaßen umgeklappten Falten (Deckenfalten) zu tun, die einen großartigen Materialtransport von Süden nach

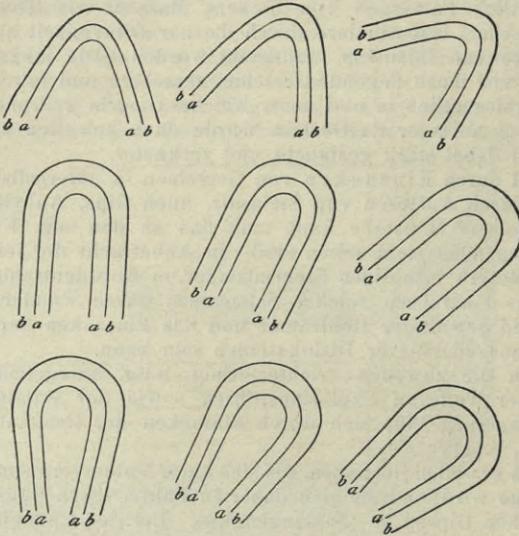


Fig. 29. Schema für aufrechte, liegende und überkippte Normalsättel (1. Reihe), Isoklinalsättel (2. Reihe) und Fächersättel (3. Reihe).

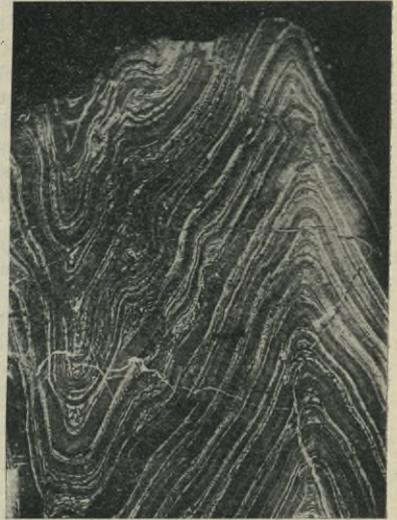


Fig. 30. Gefalteter Quarzit. Handstück. Transvaal.

Norden zuwege brachten (vgl. Fig. 32). Die Wurzel mancher Deckenfalten des nördlichen Alpentails liegt also weit im Süden. In kleinem Maße erinnern an solche Verhältnisse manche Beobachtungen in norddeutschen Salzbergwerken (Fig. 33).

Oft sind die gefalteten Gesteinsmassen bloß zum Teil erhalten. Die Verwitterung hat einzelne Partien aus dem Faltensystem herausgenagt, so daß sich nur noch Reste der Schlingen vorfinden, die durch Konstruktion zum frühern Ganzen in Gedanken zu verbinden, Aufgabe des Geologen ist. Man spricht dann wohl von sog. Luftsätteln. Der Teil, mit welchem schräg gestellte Schichten an der Erdoberfläche teilnehmen, heißt das „Ausgehende“, bei steiler Stellung auch „Schichtenkopf“.

Bei stark zusammengeschobenen und oberflächlich zum Teil zerstörten Faltensystemen kann eine Schicht in vielfach sich wiederholenden Streifen an die Erdoberfläche stoßen, eine Erscheinung die man wohl als „Gebirgsrost“ bezeichnet.

In gefalteten Gesteinsschichten stellen sich zuweilen als Begleiterscheinungen eigenartige Massenverschiebungen ein, welche zeigen, daß

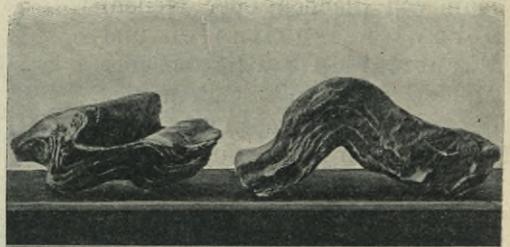


Fig. 31. Gefalteter Tonschiefer. Unter-Neubrunn (Thüringen).

bei dem Zusammenschub der Lagen förmliche Knötungen des steinernen Materials vor sich gegangen sind. Wie es Fig. 37, S. 26, bei einem Ton-schiefer vorführt, und wie es auch bei Kalksteinen und selbst den spröden Quarziten (Fig. 25, S. 21) zu sehen ist, schwellen die Umbiegungsstellen der Schichten

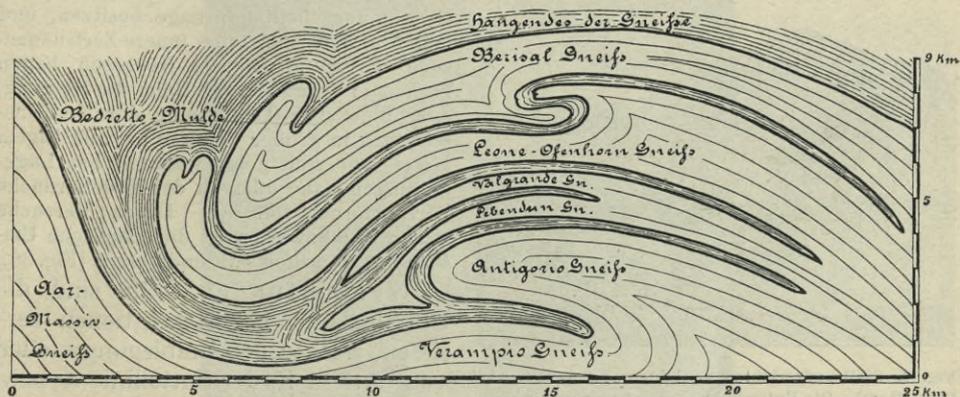


Fig. 32. Schema der Tektonik im Simplongebiet, Schweiz. Deckenfaltung. Nach C. Schmidt.

oft zu Schichtenbäuchen an, während die Flügel (Schenkel) der Falten ver-dünnt sind. Ja, es kommt vor, daß die Schenkel ihr Material fast ganz oder selbst vollständig an die Sattel und Muldenumbiegungen abgegeben haben und sie selber ausgewalzt bzw. ganz verschwunden sind. Infolge des Zusammenschubs



Fig. 33. Deckenfaltung einer Steinsalzlage in Carnallit. Salzdetfurth bei Hannover.



Fig. 34. Luftsattel. Wildhäuser Schafberg (Schweiz).

der Massen an den Umbiegungsstellen sind die Schichtflächen hier öfter gekräuselt (vgl. Fig. 71, S. 42).

In den Alpen sind Schub- und Streckungserscheinungen in großem Maßstabe vorhanden, so bei Anthraziten in Wallis, deren einstige Schichten stellenweise zu „Taschen“ zusammengestaucht sind, die nur durch feine Anthrazitritschflächen miteinander in Verbindung stehen. Besonders auffallend entwickelt sind solche

Streckungs- und Stauchungserscheinungen beim sog. Hochgebirgskalk der Schweiz. Auch bei Salzlagerstätten Norddeutschlands wurde derartige in sehr ausgeprägter Weise (vgl. S. 30) beobachtet.

Zuweilen hat die mikroskopische Untersuchung ergeben, daß die scheinbar bruchlos gebogenen und in sich verschobenen Massen reichlich mikroskopische, meist durch nachträgliche Absätze aus zirkulierenden Lösungen ausgeheilte Sprünge besitzen, und daß in ihnen somit eine innere Zertrümmerung herrscht. Manche Geologen hegen nach dem Vorgange von Heim die Meinung, daß plastische Umformung der Gesteinschichten in großer Erdtiefe bei allseitigem Druck vor sich geht, während bei Lagestörungen nahe oder an der Erdoberfläche Zersplitterung eintritt. Durch Versuche sicher nachgewiesen ist die plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin (Fig. 38).

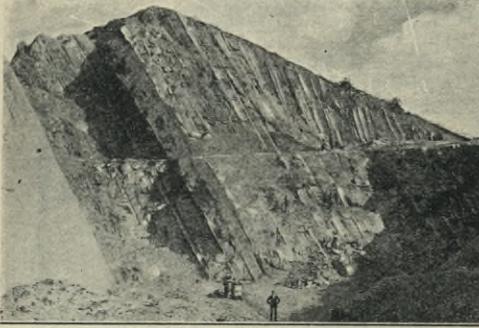


Fig. 35. Steil aufgerichtete Schichten. Langenberg bei Oker (Harz). Die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse erweist im vorliegenden Falle eine Überkipplung.

Verwerfungen. Oft sind die Gesteinslagen bei Dislokationen zerrissen, z. B. an den Umbiegungsstellen von Sätteln in der Sattellinie *ss* bzw. von Mulden in der Muldenlinie *mm* (Fig. 39, S. 27); die Gesteine sind dann

offenbar an den Stellen stärkster Spannung zersprungen und so in Teilstücke zerlegt, die nun weiterhin ihre Lage zueinander verändern können, es auch oft getan haben.

Dislokationen, die mit einer Zerstückelung von Schichten und mit einer Verschiebung der Teilstücke aneinander verbunden sind, nennt man Verwerfungen. Ein sehr einfaches Schema stellt Fig. 40 vor. Der vertikale

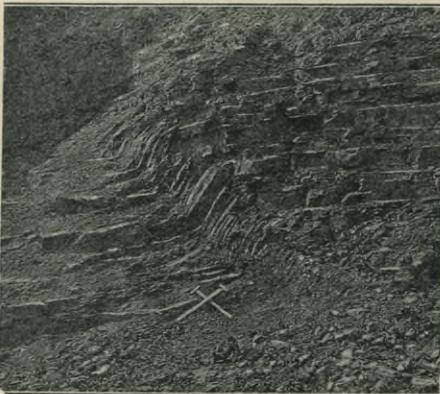


Fig. 36. Flexur in Muschelkalk. Greene bei Kreiensen (Hannover).



Fig. 37. Anschwellen von Tonschieferschichten an Umbiegungsstellen. Kleine Verwerfung in der Sattelfirste. Dachschieferbruch bei Goslar (Harz).

Abstand der zusammengehörigen, jetzt getrennten Teile heißt saigere (= senkrechte) Sprunghöhe der Verwerfung; die Trennungsfläche, gelegentlich eine offene oder ausgefüllte Spalte, zwischen den verschobenen Gesteinsmassen wird die Verwerfungskluft genannt. Ihre Wände sind infolge des Drucks, den die aneinander gleitenden Gesteinsmassen aufeinander ausüben, zuweilen

förmlich poliert, auch wohl in der Bewegungsrichtung gestreift; es bildeten sich sog. Spiegel, Harnische, Rutschflächen und Rutschstreifen (Rutschstriemen) aus. Auch kommt es vor, daß die Schichtenlagen in der

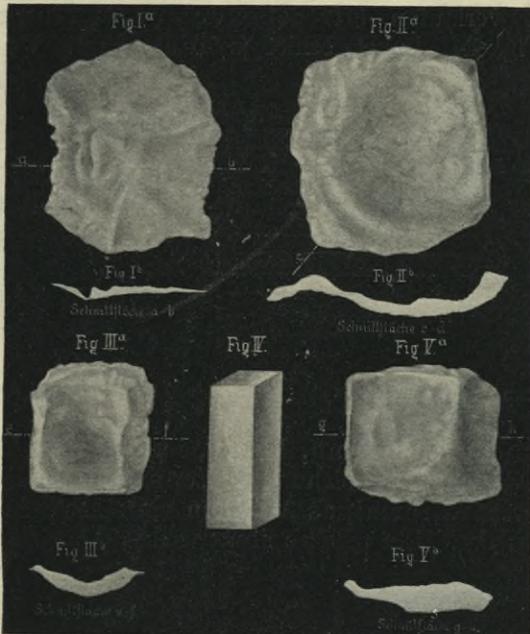


Fig. 38. Steinsalz bzw. Sylvin unversehrt (Fig. IV) und unter Umhüllung durch Alaun in einem Kupfergefäß zu Tafeln (Fig. I, II, III, V) plastisch zusammengedrückt.

Nähe der Verwerfungsklüfte geschleppt, d. h. ungebogen sind (Fig. 41 und 42). Man kann dann aus der Lage der Schichtenden die relative Bewegungsrichtung der Schollen erschließen.

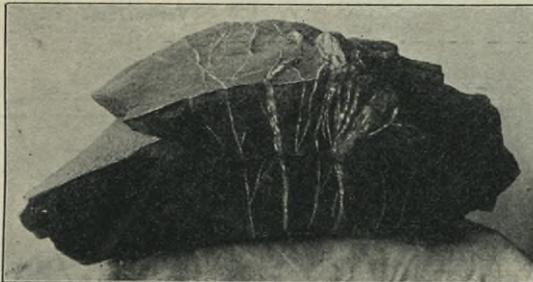


Fig. 39. Sattellumbiegung mit (durch Absätze aus Lösungen ausgeheilten) Rissen in der Sattelfirste. Grauwacke mit Quarzgängen, Okertal (Harz).

Die ungemein hohe Bedeutung, welche die Verwerfungen in technischer Hinsicht haben, verlangt, daß, wenn auch in Kürze, näher auf einige wichtige Verschiedenheiten eingegangen wird. Bezüglich der Lage der Verwerfungskluft sei vermerkt, daß sie zuweilen senkrecht (saiger), zumeist mehr oder minder flach geneigt befunden wird. Neigt sie im nämlichen Sinne wie die

verworfenene Schicht, so heißt man die Verwerfung eine recht fallende (Fig. 43, links), im entgegengesetzten Sinne eine widersinnig fallende (Fig. 43, rechts). Der wirkliche oder gedachte Einschnitt der Verwerfungskluft auf einer waagrechten Ebene (d. i. ihre Streichungslinie, vgl. S. 31) kann parallel der verworfenen Schicht verlaufen (streichende Verwerfung oder Längsverwerfung, Fig. 44, links), schief (spießbeckige Verwerfung) oder

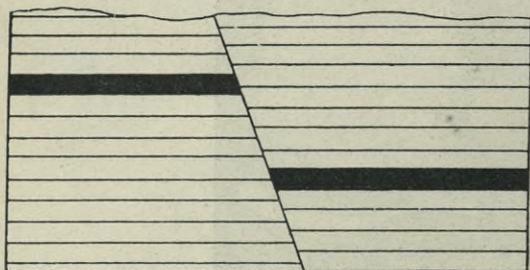


Fig. 40. Schema einer Verwerfung.

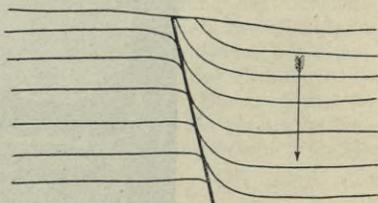


Fig. 41. Schleppung an einer Verwerfung

senkrecht dazu (Querverwerfung, Fig. 44, rechts). Oft handelt es sich um Scharen von Verwerfungen, die sich zu Verwerfungssystemen zusammensetzen. Fig. 45 stellt ein staffelförmiges Absinken einzelner Schollen an parallelen Verwerfungsklüften dar. Ein solches stufenweises Absetzen kann auch nach



Fig. 42. Schleppung von Schichten an Verwerfungen.
Kieselschieferbruch, Osterode (Harz)

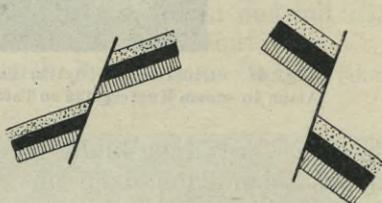


Fig. 43.
Recht fallende Verwerfung. Widersinnig fallende Verwerfung.

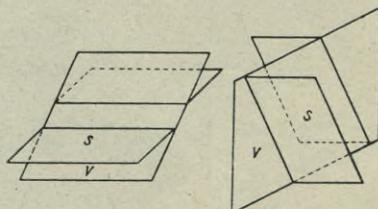


Fig. 44.
Streichende Verwerfung. Querverwerfung.
s = verworfene Schicht;
v = Verwerfungskluft.

zwei Seiten erfolgen, so daß eine mittlere Scholle als Horst eine höhere Lage bewahrte im Gegensatz zu den an ihren Flanken abgesunkenen Gesteinsmassen (Fig. 46). Gelegentlich sind geologische Horste rundum, nicht nur seitlich, von Verwerfungen begrenzt. Zuweilen ging ein schmaler Streifen in die Tiefe, so daß sich ein geologischer Graben bildete (Fig. 47). Das

gewaltige Rheintal zwischen Basel und Bingen ist ein solcher Grabenbruch. Rechts und links stehen als Horste Schwarzwald, Odenwald einerseits, Vogesen und Haardtgebirge andererseits, an deren Flanken nun auch weiter nach Osten und Westen (Schwaben, Frankreich) die Gesteinsfolgen, allerdings in weit geringerm Maße, stufenweise abgesunken sind,

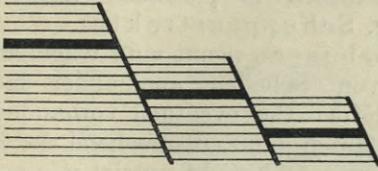


Fig. 45. Staffelverfaltungen.

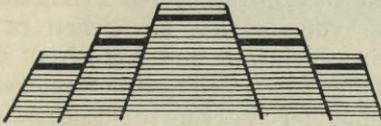


Fig. 46. Horst mit seitlichen Staffelverfaltungen.

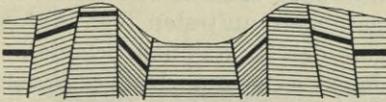


Fig. 47. Geologischer Graben mit seitlichen Staffelverfaltungen.

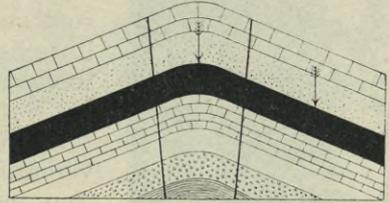
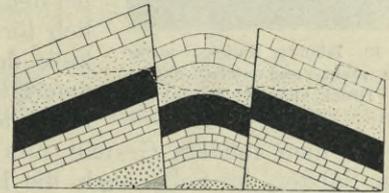


Fig. 48. Sattel mit eingebrochener Firste. Die punktierte Linie stellt die jetzige Erdoberfläche dar.



Sehr verwickelt können die Lagerungsverhältnisse werden, wenn Verfaltungen sich mit Faltungen zusammenschließen. Eine häufige Erscheinung ist dabei, daß ein Längsstreifen auf der Sattelfirste zwischen die auseinander

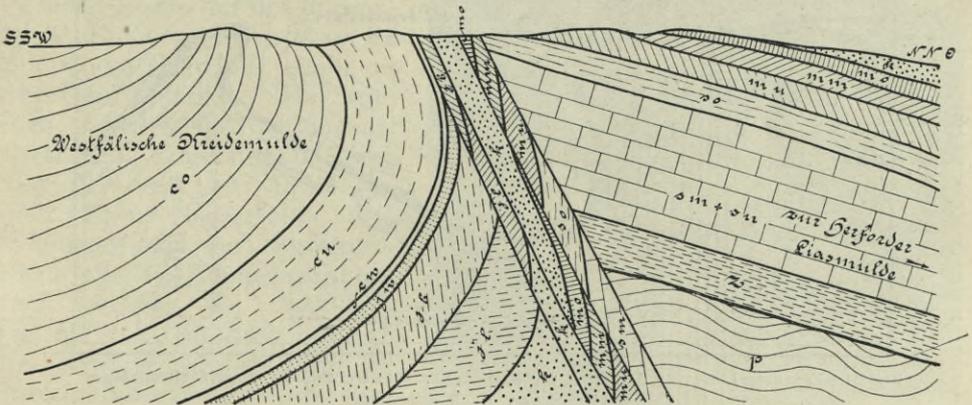


Fig. 49. Profil durch den Osning bei Bielefeld. Nach Stille.

Sattel mit Schollengliederung in der Firste und aneinander verschobenen Flügeln. *p* vorpermisches Paläozoikum; *z* Zechstein; *su + sm* unterer und mittlerer, *so* oberer Buntsandstein; *mu, mm, mo* unterer, mittlerer und oberer Muschelkalk; *k* Keuper; *jl, jb, jw* Lias, Dogger und Malm; *cw* Weald; *cu, co* untere und obere Kreide.

gewichenen Sattelflügel einsinkt, wobei aber auch letztere sich noch weiter in ihrer Höhenlage gegeneinander verschieben können (Fig. 48 und 49).

Gelegentlich findet man Schollen der zerstückten Erdkruste förmlich übereinander geschoben und spricht dann von Überschiebungen, insbesondere,

wenn dabei ältere Schichten auf jüngern zu liegen kommen. Solche Überschiebungen trifft man sowohl bei Faltungen als auch in den Schollengebieten der Senkungsfelder an.

Wiederholen sich Überschiebungen mehrfach in paralleler Lage, so kommt es zur sog. Schuppenstruktur.

Blattverschiebungen nennt man wagerechte Verschiebungen von Schollen aneinander längs steil stehender Klüfte. Die eventuell vorhandenen Rutschstreifen verlaufen dann entsprechend der Bewegungsrichtung horizontal, nicht geneigt wie sonst bei Verwerfungen.

Gesteinsfolgen mit Lagen, deren Festigkeitsverhältnisse stark voneinander abweichen (z. B. Ton und Kalkstein, Steinsalz und Anhydrit) sind bei der Beanspruchung durch Gebirgsdruck gelegentlich förmlich miteinander verknetet (Lochseitenkalk der Alpen) oder in der Art mechanisch umgeformt, daß das festere Material in Lappen, Linsen, Flatschen, auch unförmige Massen zerrissen wurde,

die in dem mildern Gestein nun als Einlagerungen auftreten (vgl. Anhydrit oder Salzton im Salz, auch die Einlagerungen der kristallinen Schiefer). In der Hinsicht haben Versuche Interesse, bei denen es gelang, Kalkspatkristalle in einer nachgebenden Umhüllung, z. B. von Alaun, ohne splitterige Zerkümmerung zu verquetschen (Fig. 50).

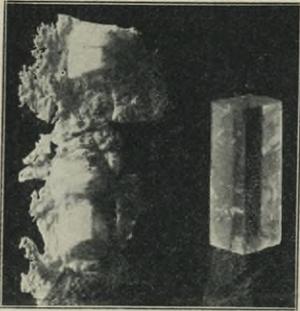


Fig. 50. Isländer Kalkspat unversehrt (rechts) und unter allseitigem Druck verquetscht (links).

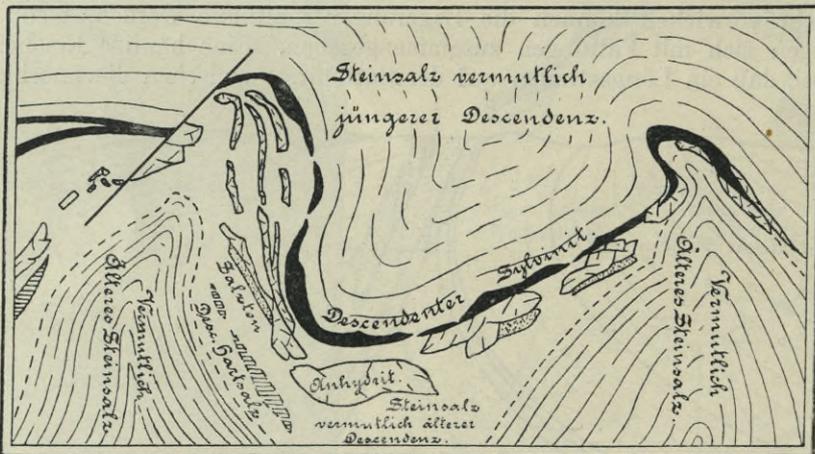


Fig. 51. Zerquetschung von Anhydrit und Salzton auch von Sylvinit in einem Steinsalzlager bei Hannover. Nach Everding.

Bemerkung: Die Vertikalrichtung ist im Bilde wagerecht gestellt, links ist unten.

3. Lagerungsstörungen von kristallinen Schiefen und Eruptivgesteinen.

Nach Besprechung der Verhältnisse bei den Sedimenten braucht hier nur kurz erwähnt zu werden, daß man die Schieferungsflächen kristalliner Schiefer gerade wie die Schichtflächen von Sedimenten öfter aufgerichtet, gefaltet und von Spalten und Verwerfungen durchsetzt findet. Bei Eruptivgesteinen beobachtet man Faltung besonders an Lagern zwischen Sedimenten,

z. B. bei den Diabasen in den mitteldevonischen Schiefen des Harzes, gelegentlich an Gängen. Oft setzen Spalten und Verwerfungen auch durch Eruptivgesteine hindurch (vgl. z. B. Fig. 24, S. 20). Eine andre Art der Zer- teilung von Eruptivmassen kennzeichnet sich als ein Zerquetschen, Abschnüren



Fig. 52. Faltungen von Granitgneiss und Jurakalk am Rottalhorn und an der Jungfrau (Schweiz). Nach Baltzer.

und Einkneten von Teilen ins Nebengestein; so ist es z. B. bei stark gepreßten Lagern von Diabas zwischen mildern Gesteinen wie Tonschiefer beobachtet.

4. Streichen und Fallen. (Geologische Kennzeichnung der Lagerung von Ebenen.)

Die Stellung einer Ebene, etwa einer Schichtfläche und damit der Schicht, einer Verwerfungskluft, eines Ganges usw. wird durch Angabe des Streichens und Fallens bezeichnet.

Der Einschnitt der festzu- legenden Ebene auf der horizon- talen Erdoberfläche (also ihr Schnitt im Grundriß) ergibt die Streichungslinie. Das Streichen bedeutet die Richtung der erwähnten Einschnittslinie, ob N—S, NW—SO usw. Das Fallen einer Ebene bezeichnet ihren Neigungswinkel zur Horizontal- ebene und die Himmelsrichtung, nach welcher sie neigt. In Fig. 53 stellt die horizontal auf die Felswand gezogene Linie die Streichungsrichtung dar, der Pfeil die Falllinie, die natürlich zur Streichungslinie senkrecht steht.

Auf geologischen Karten kennzeichnet man Streichen und Fallen durch Strich, Pfeil und Zahl. So bedeutet $\angle 30^{\circ}$ eine Schicht, die NO-SW streicht und unter 30° nach SO einfällt;

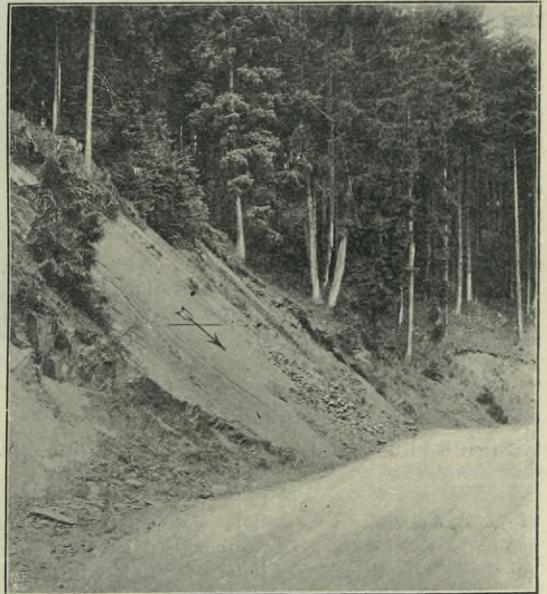


Fig. 53 Streichen und Fallen, durch Linie und Pfeil auf einer Schichtfläche von Grauwacke angedeutet. Innerstetal (Harz).

+ heißt wagerechte Schichtenlage, \leftrightarrow senkrechte (saigere) bei z. B. O-W-Streichen.

Man mißt das Streichen einer Gesteinsplatte mit dem Kompaß (Fig. 56), indem man ihn mit seiner der NS-Linie parallelen Seite horizontal an die zu kennzeichnende Schicht legt und die Stellung der Magnetnadel abliest. Um hierbei gleich die richtige Himmelsrichtung durch die Nadel angegeben zu finden, sind auf einem solchen bergmännischen Kompaß O und W vertauscht. Es wird diese Maßregel durch die Fig. 54 verständlich. Die Magnetnadel weist unweigerlich nach Norden; legt man nun z. B. wie in Fig. 54 a den Kompaß mit seiner langen, der N-S-Bezeichnung parallelen Seite an eine NW-SO

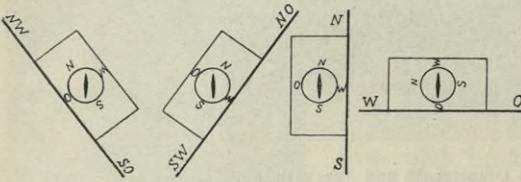


Fig. 54 a, b, c, d.

streichende Ebene, so stellt sich die Magnetnadel ein, wie es die Figur darstellt. Damit die Nadel nun unmittelbar das im vorliegenden Fall NW-SO-Streichen angibt, muß offenbar die Bezeichnung W nicht links, sondern rechts auf dem Teilkreis stehen. Entsprechendes zeigt Fig. 54 b; Fig. 54 c und Fig. 54 d erklären sich von selbst.

Das Fallen einer Ebene wird mit Hilfe eines im Kompaß angebrachten Pendels und einer zugehörigen Gradteilung festgestellt, indem man das Instrument mit der bereits oben benutzten Seite so an die Gesteinsschicht legt, daß das Pendel frei fallen kann.

Recht einfach zu handhaben ist das in Fig. 57 dargestellte sog. Stratometer, das auf die festzulegende Schicht gestellt bzw. bei überhängenden Schichten unter sie gehalten wird, und welches erlaubt, Streichen und Fallen in einer Operation abzulesen.

Es sind jetzt auch Stratometer käuflich, die gestatten, eine Feststellung der Fallrichtung von Schichten in der Tiefe von Bohrlöchern vorzunehmen, falls „Kernbohrung“ vorliegt. Zu dem Zwecke wird ein Kompaß eingeführt und an dem in der Tiefe noch in natürlicher Lage befindlichen Kerne festgeklemmt, die Magnetnadel wird arretiert, und der Kompaß mit dem Kerne zutage befördert, so daß man letztern wieder so orientieren kann, wie er in der Tiefe saß¹⁾.

Statt Gradteilung findet man auf vielen bergmännischen Kompassen Stunden- teilung. Entsprechend dem Sonnenstand am Tage bezeichnet man mit „Stunde 12“ die N-S-Richtung, die O-W-Richtung mit Stunde 6, SO-NW als Stunde 9, SW-NO als Stunde 3 und die Zwischenlagen entsprechend.

In Deutschland hat man eine Abweichung des magnetischen Meridians vom geographischen N-S-Meridian von 10–13° nach Westen, also von fast 1 Stunde (15°).

Bei der Beurteilung der technisch sehr bedeutsamen Lage von Gesteinsschichten kann der Unerfahrene leicht eine Täuschung durch die sog.

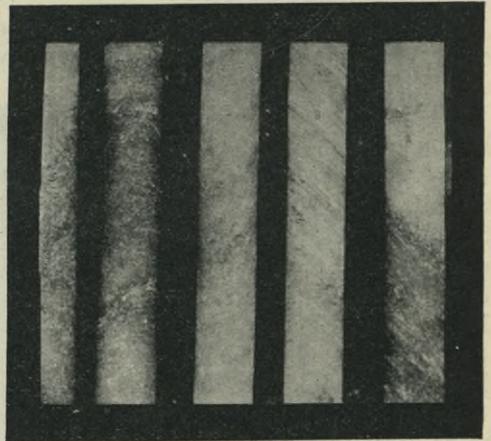


Fig. 55. Bohrkerne, zum Teil mit Schichtung. (Kaliumsulfat und Anhydrit). Behme phot.

¹⁾ An Bohrkernen läßt sich auch die Mächtigkeit durchsunkener Schichtenfolgen ersehen. Bei söhlicher Lagerung wird sie durch die Länge der Kernabschnitte unmittelbar gegeben; im Falle Schichtenaufrihtung vorliegt, ist die wahre Mächtigkeit (senkrecht zu den Schichtflächen gemessen) natürlich kleiner als die lotrechte (saigere) Anteilnahme der Schicht am Bohrkern, und zwar entspricht 1 m im Lot folgenden wahren Mächtigkeiten in m: bei 10° 0,985, 20° 0,940, 30° 0,866, 40° 0,766, 50° 0,643, 60° 0,500, 70° 0,342, 80° 0,174, bei 90° (Saigerstellung) ist die in Rede stehende Bestimmung unmöglich.

Hakenbildung erfahren. An Bergabhängen zutage gehende (ausstreichende) Schichten haben häufig infolge des Gehängedruckes eine Umbiegung der obern Schichtenenden (der Schichtenköpfe) erfahren, wie es z. B. Fig. 58 zeigt. Die Abhangshaut des Berges gleitet, gewissermaßen fließend, im Sinne des größten Gefälls langsam abwärts. Es kann dabei vorkommen, daß erweichte, mürbe Schichtenköpfe förmlich zungenförmig ausgezogen werden, sofern sie vor dem Abwaschen durch Regen durch eine Rasendecke geschützt werden. Schürfe bis zu größerer Tiefe lassen dann das eigentliche Fallen erkennen.

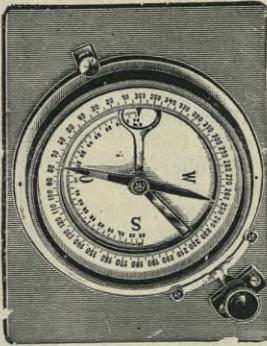


Fig. 56. Bergmännischer Kompaß.

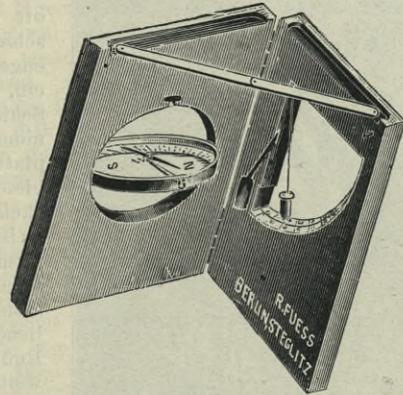


Fig. 57. Stratometer von R. Fueß, Steglitz bei Berlin.

5. Allgemeine und speziell technische Bedeutung der Lagerungsstörungen von Gesteinen.

Die Dislokationen der Gesteine haben hohe allgemeine und auch besondere technische Bedeutung.

Durch Absinken der Ozeanbecken ist die große Scheidung von Wasser und Land auf der Erde zustande gekommen, durch Emporwölbung der Gebirge sind Oberflächenteile in die höhere Luftregion gebracht, wo sie als Kondensationsbezirke des Wasserdampfes und somit als hochgelegene Sammelstellen für Wasser wirken, von denen letzteres den niederen Erdoberflächenteilen zur mannigfaltigsten Benutzung, z. B. als Trink- oder infolge seines Gefalles als „Kraftwasser“ zugeführt werden kann. Als Stauer und Ablenker der Luftbewegung nach oben machen Gebirgsketten je nach der Windrichtung das benachbarte tiefere Land an der einen oder andern Flanke zum Niederschlagsgebiet oder legen es in den Regen- und Windschatten.

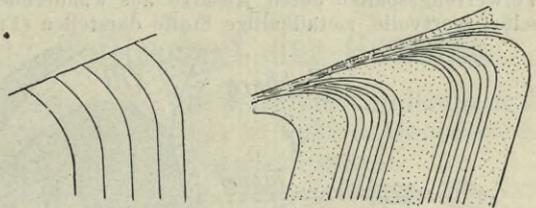


Fig. 58. Haken von Gesteinsschichten an Abhängen.

An dieser Stelle hervorgehoben sei auch das große geographische Moment der Dislokationen, der bekannte Einfluß der Gebirgsbildung nämlich auf den landschaftlichen Charakter der Erdoberfläche, ferner die kulturfeindliche Bedeutung der Gebirgserhebungen, insofern sie zuweilen schwierige Verkehrshindernisse darstellen, die erst durch oft gewaltige und kostspielige Anlagen von Straßen und Tunneln überwunden werden können. Wo Lagerungsstörungen in ihrer Bildung noch anhalten, ist natürlich der Akt selber insofern für die Lebewelt von hoher Bedeutung, als die Gebirgsbewegung begleitende Erdbeben schlimme Zerstörungen hervorrufen können. Solche Beben sind in ihrer Verbreitung oft durch den Gebirgsbau geregelt, da eben nur bestimmte Schollen (z. B. Rheintal) bewegt werden. (Tektonische Beben im Gegensatz zu Einsturzbeben und vulkanischen Beben, die

durch Einsturz von Gesteinsmassen in nicht weit unter der Erdoberfläche gelegene Hohlräume bzw. durch vulkanische Explosionen verursacht werden).

Andererseits bringen die Lagerungsstörungen des Untergrundes mancherlei Vorteile für das wirtschaftliche Leben eines Landes mit sich.

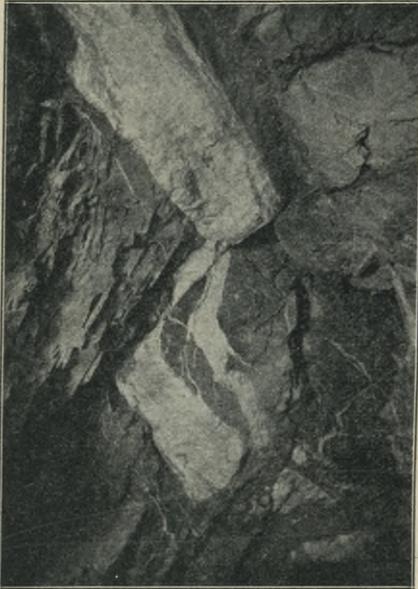


Fig. 59. Verworfenner Gang. Nach Behme, Geologischer Führer von Clausthal.

In Faltungsgebieten können sonst tief liegende, technisch nutzbare Gesteine, etwa Steinkohlenflötze, bis in erreichbare Nähe zur Erdoberfläche kommen, und oft schneiden sehr verschiedene Gesteine in engem Raume auf ihr ein. Bei horizontaler Schichtenlage hingegen nimmt dieselbe Gesteinsplatte meist große Gebiete auf der Erdoberfläche ein. Vergleichsweise sei auf die Einförmigkeit der Landschaft und damit parallel gehend der wirtschaftlichen Verhältnisse in Rußland hingewiesen, wo weite Ländergebiete horizontalen Schichtenuntergrund besitzen, und andererseits auf die Mannigfaltigkeit der Gesteine und damit des wirtschaftlichen Lebens etwa am

nördlichen Harzrande, wo infolge starker Schichtenaufrichtung wechselnde Gebirgsmassen die Oberfläche berühren oder ihr nahekommen und zur Ausbeutung von Eisensteinflötzen, Salzlager, Kalksteinen, Tonen und Tonschiefern, Sandsteinen, Diabasen usw. Veranlassung gegeben haben.

Es sei an dieser Stelle auch vermerkt, daß die Ausfüllung von Verwerfungsspalten durch Absätze aus wanderndem Wasser nicht selten wertvolle, metallhaltige Stoffe darstellen (Erzgänge).

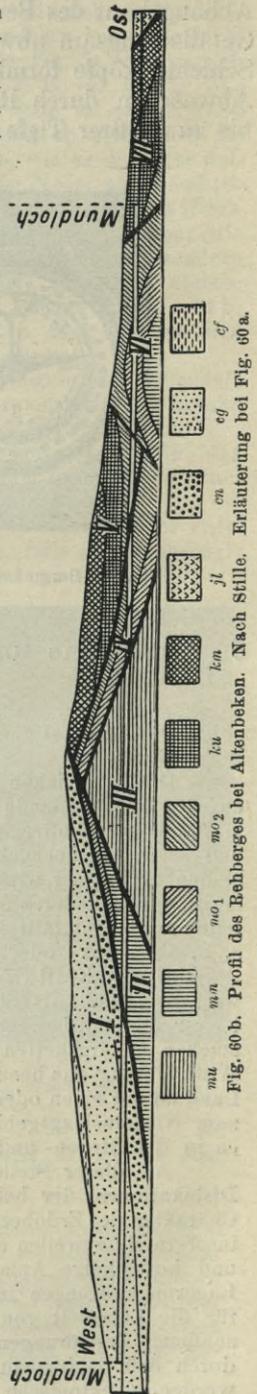
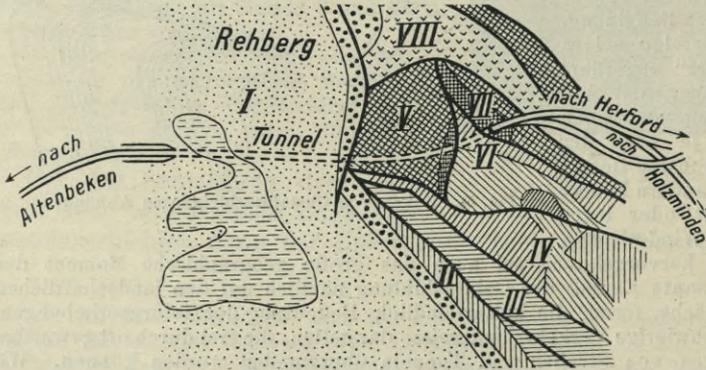


Fig. 60 b. Profil des Rehberges bei Altenbeken. Nach Stille. Erläuterung bei Fig. 60 a.



Schwieriger Tunnelbau durch einen Schollenberg.

Fig. 60 a. Grundriß des Rehberges bei Altenbeken. Nach Stille.

Erläuterung für Fig. 60 a und 60 b: *mu* untrer Muschelkalk, *m* mittlerer Muschelkalk, *mo*₁ Trochitenkalk *mo*₂ Ceratitenschichten, *ku* untrer Keuper, *km* mittlerer Keuper, *jl* Lias, *cn* Neokomsandstein, *eg* Gaultsandstein, *cf* Flammenmergel.

Bei technischen Anlagen, wie Steinbruchseinrichtungen, Straßen-, Tunnel-, Bergwerksbauten usw., bereiten die Dislokationen der Gesteine mannigfache Schwierigkeiten. Die Lagerungsverhältnisse sind im gestörten Gebirge natürlich verwickelter als im ungestörten. An Verwerfungsspalten finden die Gesteinsschichten einen plötzlichen Abschluß: Erzlager, Kohlenflöze, Sandsteinbänke usw. hören an ihnen wie mit einem Messer abgeschnitten auf. Es liegt dem Geologen ob, die Fortsetzungen der Vorkommnisse aufzufinden. Da aber die Schichtenverschiebungen einen Höhenunterschied der Teilstücke von zuweilen Hunderten, ja Tausenden von Metern veranlaßt haben, so gehört das meist zu den schwierigeren, zuweilen zu den unmöglichen Unternehmungen. Beispielsweise sei erwähnt, daß bei Saarbrücken das Kohlengebirge durch eine Verwerfung von über 2000 m Sprunghöhe abgeschnitten wird, an deren einen Seite die flötzreichen „Saarbrücker Schichten“ in bergbaulich unerreichbarer Teufe versenkt lagern. Weiter ist zu bemerken, daß sich auf den Verwerfungsspalten die im Erdinnern wandernden Gewässer oft zu unterirdischen Wasserströmen sammeln, die natürlich bei technischen Arbeiten im Erdboden gefährlich sind, zumal wenn sie unvermutet einbrechen. Andererseits sind Verwerfungsspalten beim Aufsuchen von Wasser gelegentlich von hoher Bedeutung. So wird z. B. Wiesbaden z. T. mit Trinkwasser versorgt, das man in stark disloziertem und dabei zertrümmertem Taunus-Quarzit dadurch abfängt, daß man Stollen durch die undurchlässigen Schichten in den steil gestellten wasserführenden Quarzit getrieben hat. Besonders die Querbrüche spenden reichlich Wasser, während die Längssprünge oft trocken befunden werden.

Die Festigkeitsverhältnisse der Gesteine sind in der Nähe von Verwerfungen gelegentlich durch Zertrümmerungen verschlechtert, so daß Einstürze unterirdischer Bauten durch Ablösen von Gesteinsmassen usw. sich ereignen können. Auch ist sehr zu beachten, daß solches in sich durch Drücken zermürbtes Gesteinsmaterial aus der Nähe von Verwerfungen als Baustoff natürlich wenig geeignet erscheint, wie man es z. B. an einzelnen Graniten des Odenwaldes, die in der Nähe der großen Rheintalspalte lagern, bemerkt. Man tut also gut, Steinbrüche nicht in der Nähe von Verwerfungen anzulegen.

Leicht verständlich ist es, daß Gesteine in der Nachbarschaft von Störungen öfter verfärbt sind, sei es, daß aus ihnen z. B. Eisenverbindungen durch auf und in der Nähe der Verwerfungskluft wandernde Gewässer ausgelaugt und die Gesteine dadurch gebleicht sind oder daß sie durch Absatz z. B. von Brauneisenstein verfärbt wurden. Im Anschluß hieran sind die oft recht schönen Gesteine zu erwähnen, bei denen Klüfte durch Absätze aus Wasser wieder vollständig verheilt und die Massen dadurch wieder gut verfestigt sind. So findet man gelegentlich dunkle Kalksteine oder Serpentine mit vielen weißen Kalkspatgängen, die den Untergrund durchadern, oder Gesteine, die einst vollständig in sich eckig zerdrückt waren, durch ein Bindemittel wieder verkittet. Zu solchen Myloniten rechnen manche Breccienmarmore. Ähnliche Verheilungen und zwar durch Quarz beobachtet man häufig bei Kieselschiefern.

V. Absonderung und Teilbarkeit der Gesteine.

Es handelt sich bei den Absonderungen um natürliche Gliederungen der Gesteinsmasse eines Vorkommens. Der Gesteinskörper ist, im Falle Absonderungen vorliegen, mithin nicht einheitlich, sondern in Teilstücke zerlegt.

In andern Fällen ist eine solche Trennung zwar nicht von der Natur vollzogen, sie kann aber leicht künstlich bewerkstelligt werden. Dann liegt eine Teilbarkeit vor, z. B. die Möglichkeit, einen kompakten Schiefer parallel einer bestimmten Ebene in Platten zu zerlegen.

Es ist ersichtlich, daß die Absonderungen und Teilbarkeiten von großer technischer Bedeutung sind sowohl bei der Gewinnung als auch bei der Benutzung von Gesteinsmaterial.

Zumeist sind sie in beiderlei Hinsicht günstig, insofern nämlich, als die Natur bereits eine Gliederung der Gesteinsmasse hergestellt hat, die bei der Gewinnung und Verarbeitung des Materials sonst künstlich unter Aufwendung von Sprengmitteln oder sonstiger Vorrichtungen hergestellt werden müßte.

Mißlich sind Absonderungen dann, wenn sie eine allzu weitgehende Zerstücklung des Gesteins hervorgerufen haben; es wird dadurch natürlich z. B. die Herstellung von großen Werkstücken vereitelt.

1. Absonderung und Teilbarkeit bei Eruptivgesteinen.

Manche Eruptivgesteine bilden einheitliche geologische Körper und können als massig bezeichnet werden, bei andern hingegen ist das Gestein von zuweilen sehr regelmäßigen Trennungsklüften durchzogen.

Plattige und bankige Absonderung. Das ist die Gliederung in dünnere oder dickere Gesteinslagen. Man trifft sie oft bei Phonolithen, Basalten, auch Graniten und andern Eruptivmassen (Fig. 61). Ganz dünne Lagen heißen wohl Blätter.

Die leicht zu gewinnenden dünnen Scheiben lassen sich zu Sitzplatten, zerschlagene zu Mosaikpflaster verwenden. Die Bankung z. B. von Graniten ist ungemein wichtig bei der Gewinnung von Material für große Ornamentstücke und von Hausteinen.



Fig. 61. Bankige Absonderung von Granit. Okertal (Harz). Nach Behme, Geologischer Führer von Goslar.

Säulenförmige Absonderung. Die Gliederung erfolgt meist in vier-, fünf- und sechseckige oder grob runde Pfeiler, Säulen, Stängel, von Fingerbis Meter- und noch bedeutenderer Dicke und einigen Zentimetern bis hundert und mehr Meter Länge.

Zuweilen vereinigen sich plattige und säulige Absonderung derart, daß die Säulen senkrecht zur Längsrichtung in dick brotlaibartige oder dünne, brettartige Teilstücke gegliedert sind. Besonders schöne Beispiele für Säulenabsonderung bieten die Basalte dar, bei deren Gewinnung und Verarbeitung, z. B. für Prellsteine an den Landstraßen oder für Pflastersteine, diese natürliche Sonderung des Materials sehr nützlich ist.

Kugelige Absonderung ist ebenfalls, so bei Basalten, öfter mit prismatischer verbunden. Bei Diabasen kommt zuweilen eine selbständige, brotlaibartige Gliederung vor, bei der man es vielleicht mit der Zerteilung

und Ballung untermeerisch er-
goßner Magmen zu tun hat,
vergleichbar, wenn auch von
größern Dimensionen, den Gra-
nalien in Wasser abgelassener
Hochofenschlacken. Infolge von
Verwitterung zerfallen Basalt-
kugeln nicht selten in konzen-
trische Schalen.

Eine zuweilen nur mikro-
skopisch erkennbare kuglige
Gliederung bieten die sog. per-
litischen Gläser (Perlsteine) dar.

Die unregelmäßige Ab-
sonderung liefert ungleich-
mäßige Teilstücke ohne be-
stimmte Form. Bei der Ge-
winnung von Schotter für Land-
straßen oder Eisenbahnbettungen
ist sie nützlich und erspart zum
Teil das Zerschlagen der Gesteine.

Man hält die Absonderungen bei
Eruptivgesteinen im allgemeinen für
Schrumpfformen der aus dem
feurigen Schmelzfluß erstarrten und
sich weiter abkühlenden Massen. Be-
züglich der bankigen Absonderung
von Graniten hat man auch die Mei-
nung ausgesprochen, es sei dies eine
Verwitterungserscheinung, das Gestein teile sich schalig, seiner Oberfläche parallel, in Lagen.

Manche Klüfte (Stiche, Lose, Schlechten) sind wohl sicher nachträglich durch
den gebirgsbildenden Druck hervorgerufen, gelegentlich hat er einen Zerfall in polyedrische

Stücke, auch wohl stängelige
Klötzchen hervorgerufen.

Die Absonderung von
Eruptivgesteinen steht
oft im deutlichen Zu-
sammenhange mit der
geologischen Erschei-
nungsart des betreffen-
den Gesteinsvorkommens.

So findet man platige
Absonderung paral-
lel zur Außenfläche der
Gesteinsmassen, z. B.
bei Phonolithkegelbergen.
Die Gesteinsschalen um-
schließen sich wie die
Lagen im obern Teil
einer Zwiebel, andrer-
seits aber auch so, daß
sie nicht mit der Spitze

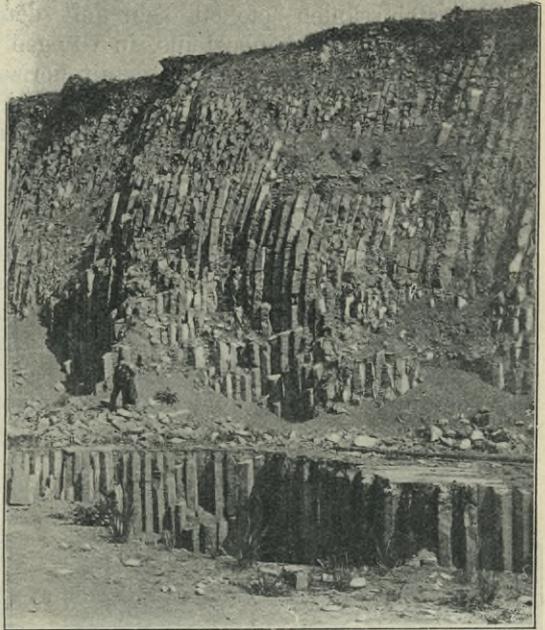


Fig. 62. Säulenförmige Absonderung von Basalt.
Heckholzhausen (Nassau).

In der Tiefe stehen die Säulen senkrecht, am Ausgehenden
sind sie durch den Gehängedruck umgebogen.

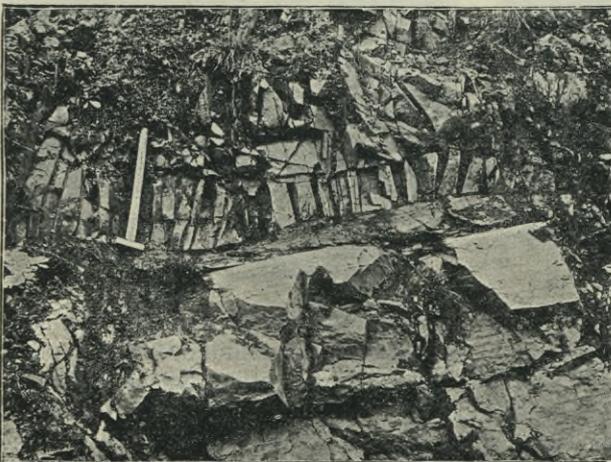


Fig. 63. Stängelig abgesonderter Diabas im Kontakt mit Tonschiefer.
Goslar (Harz).
Diabas oben, Tonschiefer unten.

nach oben, sondern mit der Spitze nach unten ineinander geschachtelte Kegel bzw. Glocken bilden.

Gesteinssäulen stehen sehr oft deutlich senkrecht zur abkühlenden Grenzfläche des Nebengesteins, in Gängen senkrecht zu den Salbändern, bei senkrecht einfallenden Gängen somit horizontal, bei deckenförmigen Ergüssen lotrecht zum Untergrunde. Es entspricht dies der bekannten prismatischen Zerklüftung von Koks senkrecht zur abkühlenden Außenfläche der aus den Öfen herausgedrückten Massen. Bei kegelförmigen Basaltbergen sind die Säulen gelegentlich gleichsam zu einem Riesenmeiler angeordnet, der Art, daß die mittlern vertikal, die äußern rundum allmählich weniger steil lagern. In andern Kegeln fallen die Säulen nach dem Berge zu ein. Es kommen auch öfter verschiedene Punkte an einem Vorkommen vor, nach denen die Säulen strahlen, schließlich findet man sie gelegentlich in Anschnitten wie die Fiedern an einer Vogelfeder gestellt. Zuweilen sind sie gekrümmt¹⁾, gelegentlich in den tiefern Partien des Berges sehr regelmäßig und schlank, in ihrer obern Verlängerung unregelmäßig, dick und ungefüge (Fig. 66).

Manche Eruptivgesteine, z. B. Granite, besitzen eine mehr oder minder deutliche Teilbarkeit (Gare), die von den Steinbrucharbeitern bei der Zerlegung der Gesteinsmassen vorteilhaft ausgenutzt wird.



Fig. 64. Basaltsäulen, in sich kugelig abgesondert. Käsegrotte bei Bertrich, Eifel.

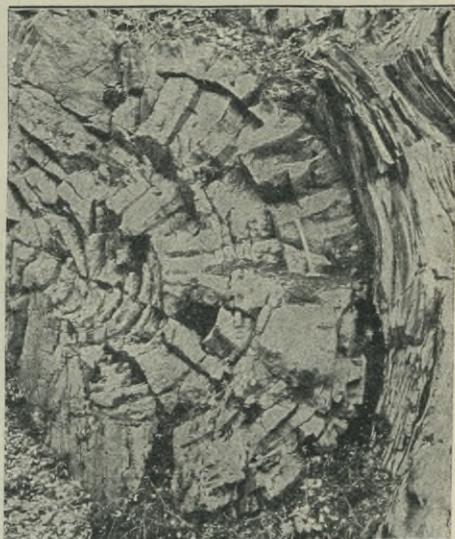


Fig. 65. Schalig und speichenförmig abgesonderter Diabas, in Tonschiefer gelagert. Granetal bei Goslar (Harz).

Sehr ausgesprochen ist eine Teilbarkeit bei sog. Gneißgraniten, das sind Granite mit Lagenstruktur. Sie lassen sich mehr oder minder leicht parallel den Lagen in Platten spalten. Es handelt sich dabei um eine im erstarrenden Schmelzfluß entstandene Druckstruktur bzw. um Fluidalgefüge. Zufolge des Gebirgsdruckes oder Eruptionsdruckes bzw. beim Fließen des Kristalle auscheidenden Magmas stellten sich die lamellaren Bestandteile, vornehmlich

¹⁾ Nachträgliche Krümmung wird oft durch Gehängedruck verursacht; er biegt die ausgehenden Enden um (Fig. 62, S. 37).

die Glimmer, mit ihren Blattebenen im Groben parallel, eine Lagerung, die sie auch im erstarrten Gestein noch inne haben und welche die erwähnte Teilbarkeit des Gesteins ermöglicht. Derartige Granite findet man verbreitet im östlichen Odenwalde, in den Alpen und vielfach sonst.

2. Absonderung und Teilbarkeit bei Sedimentgesteinen.

Infolge der meist periodenweisen Ablagerung der sedimentären Gesteine findet man bei ihnen, wie bereits erwähnt ist, häufig eine natürliche Gliederung in parallele Schichten. Diese Sonderung erleichtert wie die der Eruptivgesteine den Abbau von Vorkommnissen, verringert indes öfter die Benutzbarkeit von Gesteinen, falls sich die Gliederung in zu enger Folge vollzogen



Fig. 66. Meilerartig angeordnete, oben und unten ungleiche Basaltsäulen. Bühl am Habichtswalde bei Kassel.



Fig. 67. Gliederung eines Grauwackenvorkommens durch Wechsellagerung der Grauwackebänke mit Tonschiefer. Osterode, Harz.

hat. Es hängt von der Mächtigkeit der Schichten (Blätter, Platten, Bänke) ab, welche Dicke man den betreffenden Werksteinen geben kann.

Häufig gesellt sich zu einer horizontalen bankigen Absonderung eine senkrechte Zerklüftung, so daß durch diese beiden Teilsysteme eine quaderförmige Gliederung des Gesteins entsteht, so bei Quadersandsteinen (Fig. 68). Auch bei Sedimenten spricht man von solchen senkrechten oder schiefen Klüften als von Stichen, Losen, Schlechten. In andern Fällen sondern sich die Sedimente in kleinere, parallelepipedische Stücke, z. B. oft bei Kieselschiefern (Fig. 69).

Es sei an dieser Stelle nochmals auf die oft zu beobachtenden Schrumpfungen des Tons hingewiesen, der beim Eintrocknen die bekannten Risse bekommt (Fig. 17, S. 14). Sie finden sich nur bei sandarmen Tonen. Enthält das

dann Lehm genannte Material sehr viel Fremdkörper, so verteilt sich die Schrumpfung ohne Reißbildung auf das ganze Gestein.

Manche Teilbarkeiten von Sedimenten und auch Eruptivmassen sind auf den Druck bei Dislokationen der Erdkruste zurückzuführen. Hierher ist zu rechnen außer manchen Zerklüftungen die ungemein wichtige Druckschieferung (Quetschschieferung, transversale Schieferung).

Diese besonders bei Tonschiefern häufige Schieferung ermöglicht die Spaltbarkeit nach parallelen Ebenen, die im allgemeinen nicht mit der Schichtung



Fig. 68. Zerklüfteter Sandstein. Schrammsteine (Sächs. Schweiz).

zusammenfallen. Es findet sich die in Rede stehende Erscheinung in ausgezeichneter Weise nur im „gestörten Gebirge“, sie ist dann die Folge des ungeheuren Gebirgsdruckes, der die einst wagerechten Schichten in Falten legte. Hierbei bildete sich die Schieferung heraus, und zwar nicht nur in den Falten, sondern auch in den zwischen ihnen liegenden, in ihrer Lagerung ungestörten, aber natürlich auch gepreßten Gesteinsmassen. In der Abbildung eines Dachschieferbruches (Fig. 70) erkennt man deutlich die Schichtung, d. h. die Lagen, in denen sich der jetzige Schiefer einst als Schlamm absetzte, und ferner die Schieferung, nach der er sich nunmehr leicht spalten läßt.

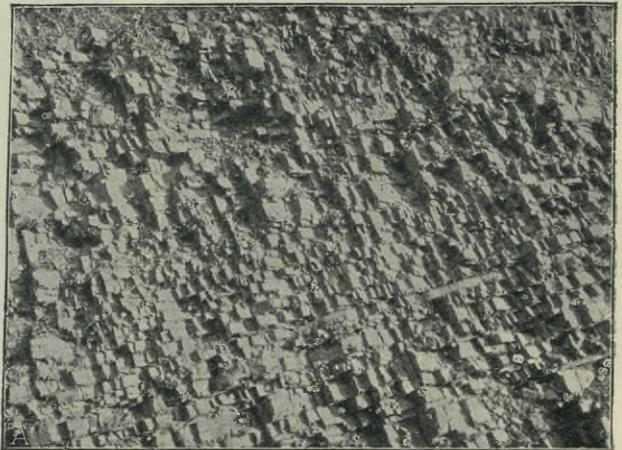


Fig. 69. Parallelepipedisch abgesonderter Kieselschiefer. Osterode (Harz).

Schieferungs- und Schichtflächen machen sehr verschiedene Winkel miteinander (vgl. Fig. 71). Man findet sie gelegentlich parallel, unter spitzem Winkel und auch senkrecht aufeinander, wie man es an verschiedenen Stellen einer und derselben Falte im Steinbruch beobachten kann. Das Streichen der Schieferungs- und der Schichtungsflächen ist wenigstens in den allermeisten Fällen gleichlaufend; während aber die erstern ein ziemlich gleichmäßiges

Fallen auf weite Gebirgsstrecken, ja durch ein ganzes Gebirge hindurch innehalten, wechselt ersichtlich das Fallen der Schichtungsflächen von Stelle zu Stelle in einer Falte. Die Schichtung kennzeichnet sich, wenn sie nicht mit den Schieferungsflächen zusammenfällt, in Einschnittslinien auf letzteren, in der Regel, ohne daß der Zusammenhalt an diesen Einstrichen irgend gefährdet ist; durch Ausbildung der Schieferung ist die Lösung des Gesteinsmaterials nach den Schichtfugen verwischt.

Die Ansicht, daß die erwähnte Schieferung wirklich, wie Baur zuerst aussprach, eine Druckwirkung ist, wird durch Versuche von Sorby, Tyndall, Daubrée bekräftigt. Durch starkes Pressen von Wachs oder Ton kann man in diesen Massen gleichfalls eine Schieferung hervorrufen, falls für ein Ausweichen des Materials Sorge getragen wird. In die Stoffe wirt eingeknetete, blättchenförmige Körper stellen sich mit ihrer Fläche parallel zur Schieferung; größere, eingelagerte Fremdkörper werden platt gequetscht und ausgezerrt, wie man es auch bei Versteinerungen im Dachschiefer beobachtet.

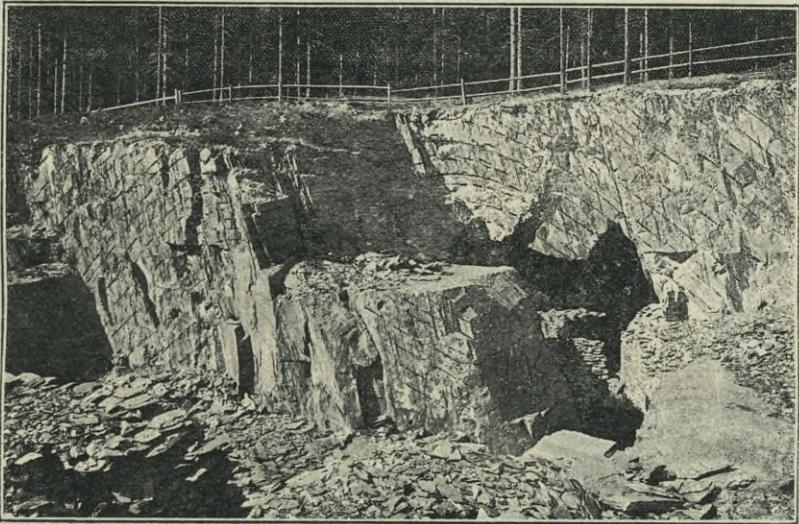


Fig. 70. Tonschiefer mit Schichtung und Schieferung.

Dachschieferbruch am Königsberge bei Goslar (Harz). Behme, Geologischer Führer von Goslar. Der Tonschiefer bildet einen Sattel; die Schichten fallen links nach links, rechts nach rechts. Die Schieferung geht mit gleichmäßig steilem nach rechts Fallen durch die Schichtung hindurch.

Gelegentlich wird ausgesprochen, daß die Druckschieferung senkrecht zum Faltungsdruck verlaufe. In Rücksicht darauf, daß man im allgemeinen den gebirgsbildenden Druck erdtangentiale, also horizontal, anzunehmen hat, hingegen die Schieferung sehr oft nicht eine vertikale, sondern geneigte Lage besitzt, erscheint diese Annahme nicht gesichert. Wie bereits Daubrée, J. Walther und A. Heim betonten, ist anzunehmen, daß die Schieferung mit den Ausweichungsebenen der Gesteinsteilchen zusammenfällt. Die Schieferungsebenen würden dann bei symmetrischen Falten der Symmetrieebene der Sättel und Mulden entsprechen.¹⁾

Die Druckschieferung gehört zu den Dynamometamorphosen, und es sei daher auf die Erörterung über letztere im Abschnitt XI verwiesen.

Falls nicht etwa Versteinerungen Unebenheiten veranlassen, sind die Schieferungsflächen meist glatt. Zuweilen erkennt man auf ihnen eine Streifung. Sie kommt anscheinend

¹⁾ Daubrée, auch A. Heim haben darauf aufmerksam gemacht, daß durch den Druck überlagernden Gebirges in Tonen ebenfalls eine Schieferung entsteht (Belastungsschieferung). Sie verläuft parallel der horizontalen Schichtung.

dadurch zustande, daß die Gesteinsteilchen nicht gleichmäßig nach allen Richtungen auf der Schieferfläche, sondern besonders in einer, eben der Streifungs- (also Streckungs-) richtung ausgewichen.

Gelegentlich findet man eine Absonderung von Schiefem nach zwei Ebenen (etwa Schieferungs- und Schichtungsfläche). Dann lassen sich leicht stängelige Körper aus dem Gestein spalten (Griffelschiefer).

Prismatische bzw. stängelige Absonderung bei Sedimenten ist öfter eine sog. Kontaktwirkung, d. h. sie findet sich an der Grenze zu einem

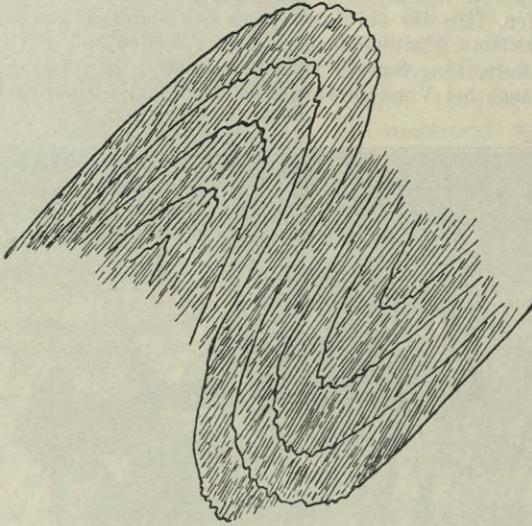


Fig. 71. Schichtenfaltung (mit Anschwellen und Kräuselung der Schichten an den Umbiegungsstellen) und Druckschieferung in Richtung der Strichelung.

Eruptivgestein und ist durch letzteres infolge von Temperaturerhöhung und nachheriger regelmäßiger Schrumpfung veranlaßt. So findet man Sandsteineinschlüsse im Basalt, ferner Braunkohlenlager an der Grenze desselben Eruptivgesteins (z. B. am Meißner in Hessen) stängelig abgesondert. Im letzterwähnten Falle stehen die Säulchen ungefähr senkrecht zur Grenzfläche zwischen Eruptivgestein und Sediment.

3. Teilbarkeit bei kristallinen Schiefem.

Aus der S. 19 geschilderten geologischen Erscheinungsart der kristallinen Schiefer geht hervor, daß sie, sehr wohl vergleichbar mit der Schieferung mancher Sedimentgesteine, eine Lagenstruktur aufweisen, die eine leichte Teilbarkeit nach den Schieferebenen gestattet. Bei den Einlagerungen der kristallinen Schiefer fällt das im allgemeinen ganz fort.

VI. Methoden der Gesteinsuntersuchung.

Die Gesteine stellen ein Gemenge von Mineralien einer Art oder mehrerer Arten dar, bestehen auch gelegentlich zum Teil oder ganz aus Glas. Wer Gesteine erkennen will, muß sich natürlich mit den gesteinsbildenden Materialien

zunächst bekannt machen, was leicht an der Hand einer kleinen Sammlung und einer Anleitung, etwa der im Abschnitt VII dieses Buches, geschehen kann.

1. Optische Untersuchungen.

Häufig genügt die Betrachtung mit bloßem Auge, die makroskopische Beobachtung, zur Bestimmung eines Gesteins, sowohl bei vielen Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen als auch bei Sedimenten. In Oberflächengesteinen ist die Größe der Gemengteile oft zu gering, als daß man ihren Mineralcharakter mit unbewaffnetem Auge oder auch mit Hilfe der Lupe erkennen könnte. Dann tritt die Methode der Dünnschliffuntersuchung in ihr Recht, die im übrigen auch bei grobkörnigen Gesteinen angewandt wird.

Diese vortreffliche Untersuchungsmethode ist gewissermaßen die Trägerin der glänzenden Fortschritte wissenschaftlicher Petrographie. Auch der Praktiker kann die Methode mit großem Vorteile bei der Untersuchung seines Gesteinsmaterials und sonstiger im Dünnschliff durchscheinender Körper benutzen und darf sich ihrer keinesfalls enthalten. Sie gibt ihm Aufschluß über die Art der Gemengteile auch bei dichten Gesteinen und wertvolle Enthüllungen über den Erhaltungszustand und Verband der aufbauenden Mineralien, kurzum, sie ermöglicht erst einen richtigen Einblick in das Wesen des Materials und eine Erklärung seiner technisch wichtigen Eigenschaften.

Als Begründer der modernen mikroskopischen Gesteinsuntersuchungen seien hier besonders F. Zirkel und H. Rosenbusch genannt im Verein mit bedeutenden und frühzeitig tätigen französischen und englischen Forschern, wie Fouqué, Michel-Lévy, Sorby. Sie wurden unterstützt durch die Mitarbeit hervorragender Mineralogen, wie C. Klein, P. Groth, Tschermak, Becke u. a., die sich um die Verbesserung der Instrumente und Methoden und um die mikroskopische Untersuchung gesteinsbildender Mineralien verdient machten. Heutzutage ist ein förmliches kleines Heer wissenschaftlicher Beobachter in der Gesteinsmikroskopie tätig.

Die Herstellung eines Gesteinsdünnschliffes ist sehr einfach. Ein mit dem Hammer von der Gesteinsprobe abgeschlagener oder mit einer Schneidemaschine abgesägter, mark- bis talergroßer, wenn möglich flacher Scherben wird durch kräftiges Reiben auf einer Gußeisenscheibe unter Benutzung von Schmirgel oder Karborund und Wasser mit einer ebenen Fläche versehen, die dann unter Fortsetzung des Schleifens auf einer Glasscheibe und unter Gebrauch einer recht feinen Schmirgelsorte geglättet wird. Man klebt das vorgewärmte Stück mit seiner ebenen Fläche vermittels heißen Kanadabalsams auf einen gläsernen Objektträger¹⁾, wobei Luftblasen

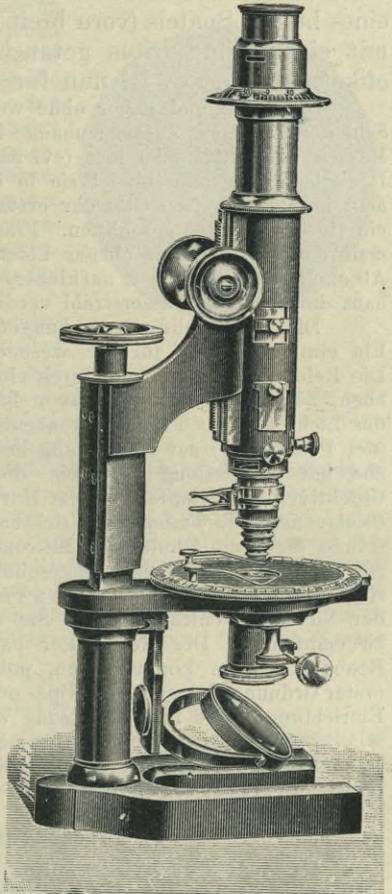


Fig 72. Polarisationsmikroskop von Voigt und Hochgesang in Göttingen.

¹⁾ Passendes Format etwa 45×26 mm. Wie alle Schleifutensilien beziehbar von Voigt & Hochgesang, Göttingen, Krantz in Bonn u. a. Die Firmen übernehmen auch die Anfertigung von Dünnschliffen.

zu vermeiden sind. Der erkaltete Balsam muß so weit hart sein, daß er z. B. durch den Fingernagel keinen Eindruck erfährt; er darf aber nicht spröde sein. Nun schleift man die Gesteinsprobe auf der gußeisernen Platte und schließlich auf Glasscheiben dünn und dünner, bis nur ein äußerst zartes, etwa 0,01 bis 0,03 mm dickes Häutchen übrig bleibt, das auch bei dunklen Gesteinen durchsichtig ist. Zum Schutze und zum Zwecke besserer Durchsichtigkeit bedeckt man das Präparat mit Kanadabalsam und einem gut aufzudrückenden Deckgläschen. Man säubert dann den Schliff von Balsam durch Abschaben der über das Deckgläschen hinausreichenden Teile vermittels eines heißen Spatels (vorn breit geschlagene Stricknadel) und durch Abwaschen mit einem in Spiritus getauchten Lappen. Schließlich wird das Präparat etikettiert, und es ist nun für das Studium fertig.

Brücklige und daher ohne weiteres schwer schleifbare Gesteine erhalten den zum Schleifen nötigen Zusammenhang ihrer Teile durch Einkochen in Balsam. Pulvrige Massen betrachtet man lose (ev. nach Einbettung in Wasser, Öl, Balsam, Gelatine unter Deckglas) oder man bindet sie in eine Paste von Zinkoxyd und Kaliwasserglas ein, die man in einem weiten Glasrohr erstarren läßt. Der so erhaltene Kuchen wird wie sonst ein Gesteinssplitter geschliffen. Präparate aus Ton hat man auch wohl hergestellt, indem man das Material mit ebener Fläche vermittels eines Kittes aus Kanadabalsam, der in Alkoholäther gelöst war, aufklebte, das Tonstück abbrach und die zurückbleibende Tonhaut durch einen Wasserstrahl verdünnte.

Die Dünnschliffuntersuchungen werden vermittels eines Mikroskops ausgeführt. Ein einfaches, aber für alle wesentliche Zwecke genügendes ist in Fig. 72 dargestellt.¹⁾ Die Beleuchtung geschieht durch einen Spiegel, der praktischer Weise auf der einen Seite eben, auf der andern konkav gehalten wird. Bei Benutzung des Konkavspiegels wird das Licht auf das Präparat konzentriert. Unter dem Objektische befindet sich ein Nicol (der Polarisator) zur Herstellung linear polarisierten Lichtes. Der Objektisch ist drehbar und mit Gradteilung versehen, die an einer festen Marke (ev. Nonius) gleitet. An Objektiven sind empfehlenswert Hartnack 2, 4, 7 oder entsprechende anderer Firmen. Im Okular muß ein Fadenkreuz sichtbar sein. Zur ev. Ausmessung mikroskopischer Gegenstände dient ein Okular mit Mikrometerteilung. Ein zweites Nicol (der Analysator) wird am besten in den Tubus eingeschoben. Auf das Okular zu setzende Analysatoren verringern die Größe des sichtbaren Feldes, da das Auge durch sie vom Okular entsprechend der Nicolhöhe entfernt wird. Sie sind mithin für das petrographische Mikroskop nicht zu empfehlen. Der Mechaniker hat dem Instrumente ferner eine Vorrichtung für die Beobachtung im konvergenten, polarisierten Lichte sowie ein Gipsblättchen vom Rot erster Ordnung ferner einen Gips- oder Quarzkeil beizugeben. Die Bedeutung aller dieser Einrichtungen und ihre Benutzung wird im folgenden alsbald ersichtlich.

Beim Mikroskopieren halte man auch das nicht benutzte Auge offen.

Für die Untersuchung von Dünnschliffen unter dem Mikroskop kommen folgende optische Verhältnisse in Betracht.

a) Untersuchung im gewöhnlichen Lichte.

Gestalt der Mineralien. Die Gesteinsgemengteile bieten sich in Schnitten dar, und da solche meist in vielen Richtungen vorliegen, so erhält man durch Kombination eine Vorstellung von der körperlichen Form der Gemengteile. Sechseckige Säulen mit der Basis werden z. B. an vielen sechseckigen und rechtwinklig viereckigen Durchschnitten zu erkennen sein.

Spaltrisse. Viele Mineralien sind durch charakteristische Spaltbarkeit ausgezeichnet, d. h. sie lassen sich mehr oder minder vollkommen nach einer oder mehreren Richtungen zerteilen. Die Spaltebenen machen sich unter dem Mikroskop durch Spaltrisse kenntlich.

Anmerkung. Messungen ebener Winkel zwischen Umgrenzungslinien von Kristalldurchschnitten oder zwischen Spaltrissen lassen sich leicht unter Benutzung des feststehenden Fadenkreuzes im Okular des Mikroskops und des drehbaren Objektisches ausführen.

¹⁾ Haupt-Bezugsquellen: Voigt & Hochgesang, Göttingen; R. Fuëß, Steglitz bei Berlin; Seibert, Wetzlar; Leitz, Wetzlar; Zeiß, Jena.

Farbe der Mineralien. Die Eigenfarbe der Mineralien wird in den dünnen Präparaten zwar geschwächt wiedergefunden, sie kann aber trotzdem sehr oft zur Bestimmung mit verwandt werden. Viele Mineralien erscheinen im Schliff farblos durchsichtig. Einige bleiben auch in den dünnsten Präparaten opak. Beim Abblenden des vom Spiegel des Mikroskops gesandten Lichtes sieht man deutlich ihre Farbe durch Reflexion, z. B. das Schwarz vom Magnetit, das Gelb des Eisenkieses.

Brechungsexponent. Gießt man Wasser in Wasser, so verschwinden die Umrisse der eingegossenen Flüssigkeit, weil sie und die bereits im Gefäß befindliche genau denselben Brechungsgrad haben. Steckt man einen, wenn auch durchsichtigen, Glasstab ins Wasser, so erkennt man doch seinen Umriss, da die Brechung von Glas und Wasser verschieden ist. Diese Überlegung läßt sich zur Erkennung von Mineralien im Dünnschliff verwerten. In einem solchen Präparat sind sie in Kanadabalsam (Brechungsexponent $n = 1,54$) eingehüllt. Hat ein Mineral annähernd dasselbe Brechungsvermögen wie der Balsam, so wird sich seine Grenze gegen ihn kaum erkennen lassen; es erscheint zart umrandet, bei stärkerer Abweichung seines Brechungsexponenten von dem des Balsams kräftig umschrieben. Auch die durch das Schleifen trotz Polierens mikroskopisch rauhe Oberfläche des Schliffes kann zur Beurteilung herangezogen werden. Natürlich läßt sich auch das gegenseitige Verhältnis der Brechung verschiedener Minerale zueinander benutzen.

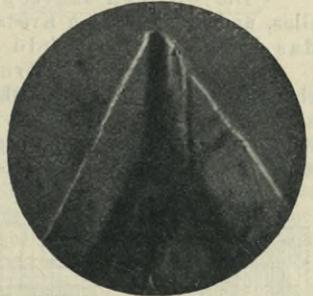


Fig. 73.

Zur Unterscheidung darüber, welche von zwei aneinander stoßenden Substanzen (z. B. Mineral und Kanadabalsam) den höhern Brechungsexponent hat, stellt man bei gesenkter Kondensorlinse oder nach Einschnürung des Lichtes durch eine annähernd senkrecht verlaufende Grenzfläche ein und schraubt mittels der Mikrometerschraube das Objektiv ein wenig in die Höhe: es entsteht eine helle Lichtzone (die sog. Beckesche Linie) nahe der Grenze, und zwar ist sie in dem stärker lichtbrechenden Medium gelegen, was sich aus der Vermehrung der Lichtmenge durch Totalreflexion an der Grenze zugunsten des stärker brechenden Körpers leicht erklärt. Bei schief einfallendem Lichte (Zwischenschieben einer undurchsichtigen Scheibe zwischen Spiegel und Kondensor von der Seite her) wird die Deutlichkeit der Erscheinung erhöht. Bei losem Material kann man die Einbettungsmethode in Anwendung bringen, d. h. verschiedene Flüssigkeiten mit bekanntem Brechungsexponenten benutzen. Stimmen die Brechungsverhältnisse des zu untersuchenden Körpers und der Probedüssigkeit annähernd überein, so fällt die Grenze zwischen beiden fast fort.¹⁾

b) Untersuchung im linear polarisierten Lichte.

Das gewöhnliche Licht bietet gegenüber dem polarisierten Lichte sehr verwickelte Verhältnisse dar, insofern bei ihm die Schwingungen des Äthers schnell hintereinander ihre Schwingungsebene wechseln, wie es in Fig. 74 links bei dem in der Papierebene sich fortpflanzenden Lichtstrahl durch einzelne Radien des gezogenen Kreises angedeutet ist. Beim linear polarisierten Lichte hat man es hingegen nur mit Schwingungen in einer einzigen Ebene zu tun (Fig. 74, rechts). In den Mikroskopen stellt man sich diese einfache Lichtsorte durch ein sog. Nicolsches Prisma (den Polarisator) her, das unter dem Objektisch (Fig. 72, S. 43) angebracht ist. Es wirkt gewissermaßen wie ein Lichtgitter, das nur Schwingungen parallel einer einzigen Richtung durchläßt und das Licht also zu linear polarisiertem macht (Fig. 74).

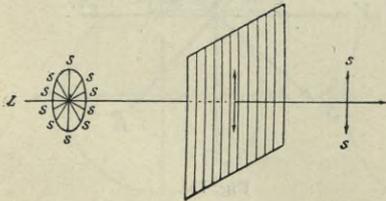


Fig. 74.

a) Untersuchung im parallelen, polarisierten Lichte.

Das mit Hilfe eines Nicols linear polarisiert gemachte Licht durchsetzt den Dünnschliff, der auf dem Objektische des Mikroskops liegt und erleidet unten zu besprechende

¹⁾ Eine passende Zusammenstellung von Umhüllungsflüssigkeiten liefert nach dem Vorschlage von Schröder van der Kolk Dr. F. Krantz, Bonn.

Veränderungen, die man mit Hilfe eines zweiten Nicols (Analysator) erkennt. Der Analysator ist genau so gebaut wie der Polarisator. Lassen wir das Präparat fort und stellen die Lichtspalten (Schwingungsebenen) der Nicols parallel (Fig. 75), so wird das durch den Polarisator hindurchgehende, linear polarisierte Licht den Analysator glatt passieren, das Gesichtsfeld ist hell. Kreuzt man Polarisator und Analysator (Fig. 76), so treffen die parallel NN schwingenden, aus dem Polarisator kommenden Lichtstrahlen senkrecht auf die Schwingungsrichtung N_1N_1 des Analysators, können somit nicht hindurch, das Gesichtsfeld ist dunkel. Bei der Dünnschliffsuntersuchung beobachtet man im dunklen Gesichtsfelde der gekreuzten Nicols.

Die Mineralien verhalten sich in diesem dunklen Gesichtsfelde verschieden.

Optisch isotrope und optisch anisotrope Körper.

Die optisch isotropen (einfach brechenden), d. h. die amorphen Körper, wie Glas, und die regulären Kristalle wirken nicht auf das polarisierte Licht ein. Sie lassen das dunkle Gesichtsfeld dunkel.

Die optisch anisotropen (doppelbrechenden), d. h. die hexagonalen, tetragonalen, rhombischen, monoklinen, triklinen Kristalle wirken auf das polarisierte Licht. Man kann sie sich optisch vorstellen wie ein Doppelgitter (Fig. 77). Das an eine doppelbrechende Platte gelangende Licht findet gewissermaßen zwei senkrecht zueinander stehende Lichtspalten (Fig. 78). Es entstehen zwei senkrecht aufeinander schwingende, linear polarisierte Lichtstrahlen RR und SS , die nun mit verschiedener Geschwindigkeit die Platte durchsetzen und demnach beim Verlassen derselben einen Gangunterschied haben.



Fig. 75.

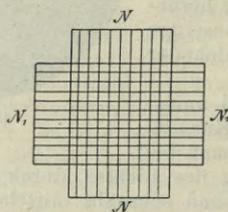


Fig. 76.

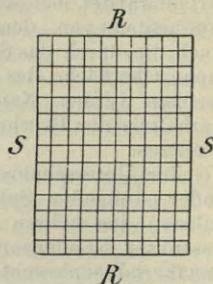


Fig. 77.

Denken wir uns (Fig. 79) übereinander gelegt Polari-

sator, die doppelbrechende Platte und den Analysator mit ihren entsprechenden Schwingungsrichtungen NN ; RR und SS ; N_1N_1 , so wird das vom Polarisator kommende, linear polarisierte Licht in dem doppelbrechenden Körper in die Schwingungen r und s zerlegt, die an den Analysator mit einem Gangunterschiede kommen und auf seine Schwingungsrichtung N_1N_1 die beiden Komponenten m und n abgeben. Es pflanzen sich mithin jetzt

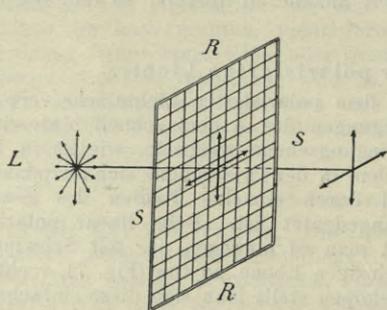


Fig. 78.

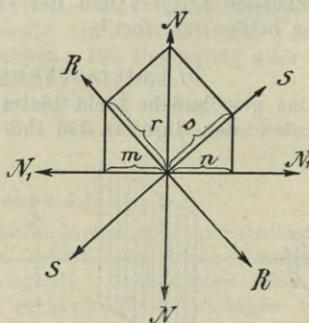


Fig. 79.

in Analysator zwei Schwingungen m und n derselben Schwingungsrichtung fort, die sich natürlich beeinflussen (interferieren), also sich verstärken, schwächen oder vernichten können, je nach ihrer Phasendifferenz. Hat man Tageslicht angewandt, so wird Vernichtung nur für bestimmte Lichtsorten eintreten, die übrigen werden sich zu einer Farbe zusammensetzen. Eine doppelbrechende Platte leuchtet mithin zwischen gekreuzten Nicols in Farben auf.

Da man weiß, welche Mineralien zu den isotropen, welche zu den anisotropen gehören, so hat man in dem Verhalten eines Durchschnitts zwischen gekreuzten Nicols hiernach ein vortreffliches Mittel zur Unterscheidung dieser beiden Gruppen.

Die entstehenden Polarisationsfarbentöne hängen natürlich von der Dicke der vom Licht durchlaufenen Schicht des doppelbrechenden Kristalls ab. Je dicker sie ist, desto größer wird der Gangunterschied der beiden durch Doppelbrechung in ihr entstandenen Schwingungen. Bei Benutzung eines doppelbrechenden Keils, der an verschiedenen Stellen ja verschiedene Dicken hat und den Lichtstrahlen verschiedene Gangunterschiede gibt, bemerkt man dementsprechend der Schneide des Keils parallel laufende Interferenzfarbentöne, die man nach der Wiederkehr bestimmter Farbentöne in solche 1., 2., 3. usw. Ordnung teilt (Fig. 80).

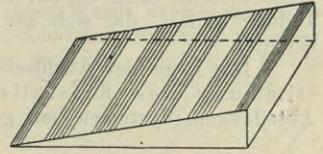


Fig. 80.

Andererseits richtet sich die Höhe der Polarisationsstöne auch nach der Stärke der Doppelbrechung, welche der gerade vorliegenden Platte eigentümlich ist, und so erblickt man bei den verschiedenen Mineralien eines Gesteinsdünnschliffes, in dem die Durchschnitte ja im allgemeinen gleiche Dicke haben, verschieden hohe Polarisationsstöne bei verschiedenen Mineralien, gewinnt also hierdurch einen weitem Anhalt für die Bestimmung.¹⁾

Zu bedenken ist hierbei, daß Schnitte auch desselben Minerals je nach der Plattenrichtung innerhalb gewisser Grenzen verschieden hohe Polarisationsfarben haben.

Auslöschungslagen. Eine leichte Überlegung zeigt, daß eine doppelbrechende Platte zwischen gekreuzten Nicols (+ N) zwar im allgemeinen, wie erörtert, hell erscheinen,

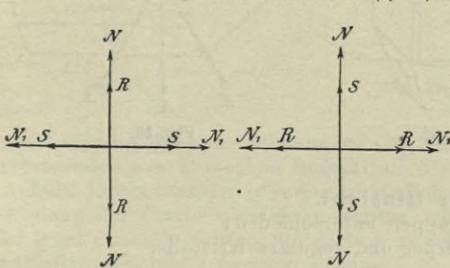


Fig. 81.

Fig. 82.

aber doch in zwei Lagen dunkel (ausgelöscht) sein wird, nämlich wenn RR und SS mit NN und N_1N_1 zusammenfallen (Fig. 81/82). Denn dann findet (z. B. in Fig. 81) das ankommende linear polarisierte und parallel NN schwingende Licht in der Platte einen glatten Weg parallel RR und wird natürlich, da es senkrecht zu N_1N_1 schwingend an den Analysator N_1N_1 kommt, vernichtet. Genau ebenso ist es, wenn die Platte mit SS parallel zu NN liegt (Fig. 82). Eine doppelbrechende Platte wird mithin beim Drehen auf dem Objektisch bzw. beim Drehen des letztern und der auf ihm ruhenden Platte jedesmal (d. h. bei voller Umdrehung viermal)

dunkel, wenn ihre Schwingungsrichtungen mit den beiden Schwingungsrichtungen der gekreuzten Nicols zusammenfallen. In den Zwischenlagen ist sie hell.

Man findet bei den für Gesteinsuntersuchungen angewandten Mikroskopen im Okular ein Fadenkreuz angebracht, dessen Arme parallel zu NN und N_1N_1 der Nicols des Instruments gehen (Fig. 83). Es projiziert sich das Fadenkreuz auf das Präparat. In der

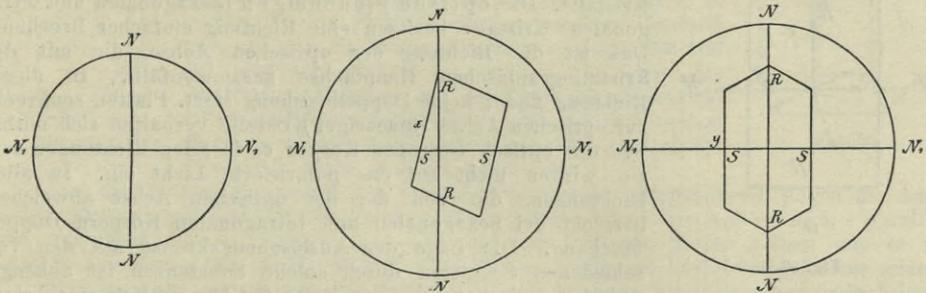


Fig. 83.

Fig. 84.

Fig. 85.

Dunkelstellung eines doppelbrechenden Durchschnitte fallen, wie gesagt, RR und SS mit NN und N_1N_1 zusammen. Stellt man mithin die doppelbrechende Platte auf dunkel (in die sog. Auslöschungslage), so geben die auf dem Durchschnitt zu erblickenden (oder auf

¹⁾ Ein Keil einer doppelbrechenden Substanz oder eine Tafel mit den Farben 1.—4. Ordnung wird zweckmäßig den Mikroskopen beigegeben.

ihn in Gedanken parallel verschoben) Arme des Fadenkreuzes unmittelbar die Lage der Schwingungsrichtungen in der Platte an (Fig. 84 und 85). Man ist leicht imstande, einen für den Durchschnitt charakteristischen Winkel z. B. zwischen RR und x in Fig. 84 zu messen, d. h. die Lage des Auslöschungskreuzes gegenüber irgend einer wichtigen Umgrenzungslinie festzustellen, wenn man zuerst die Kante parallel einem Faden des Fadenkreuzes stellt, dann bis zur Dunkelheit der Platte dreht und den Drehungswinkel auf der Teilung abliest, die sich am Rande des gegen eine feste Marke drehbaren Objektisches befindet.

Die Lage der Auslöschungsrichtungen gibt ein vortreffliches Hilfsmittel zur Bestimmung des Kristallsystems von Mineralien. Letztere gehören bestimmten Abteilungen (Systemen) mit gemeinsamen Eigenschaften an.

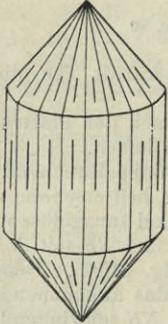


Fig. 86.

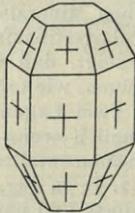


Fig. 87.

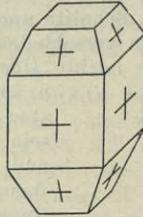


Fig. 88.

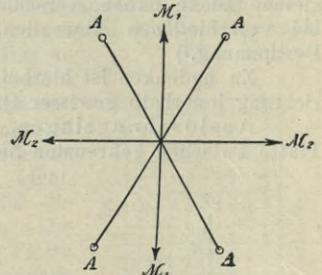


Fig. 89.

Einteilung der Körper in optischer Hinsicht.

In optischer Hinsicht werden folgende Gruppen unterschieden:

1. Optisch isotrope Körper. Amorphe Körper und reguläre Kristalle.
2. Optisch anisotrope Körper.
 - a) Optisch einachsige Kristalle. Hexagonale und tetragonale Kristalle.
 - b) Optisch zweiachsige Kristalle. Rhombische, monokline und triklin Kristalle.

Die optisch isotropen Körper sind in jeder Richtung einfach brechend und wirken nicht auf das polarisierte Licht ein. Ihre Durchschnitte erscheinen zwischen gekreuzten Nicols dunkel, auch beim Drehen des Präparats auf dem Objektische.

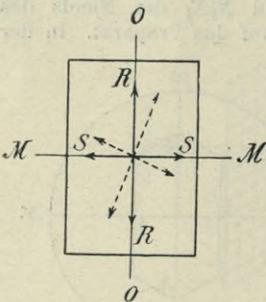


Fig. 90.

Die optisch anisotropen Körper zerfallen in die Gruppe der optisch einachsigen und optisch zweiachsigen Kristalle. Die optisch einachsigen (hexagonalen und tetragonalen) Kristalle besitzen eine Richtung einfacher Brechung. Das ist die Richtung der optischen Achse, die mit der kristallographischen Hauptachse zusammenfällt. In dieser Richtung findet keine Doppelbrechung statt. Platten senkrecht zur optischen Achse einachsiger Kristalle verhalten sich mithin wie die optisch isotropen Körper es in allen Richtungen tun, sie wirken nicht auf das polarisierte Licht ein. In allen Richtungen, die von der der optischen Achse abweichen, herrscht bei hexagonalen und tetragonalen Körpern Doppelbrechung. Die Lage der Auslöschungskreuzen auf den verschiedenen Schnitten durch solche Substanzen ist abhängig von der optischen Symmetrie, die für alle optisch einachsigen

Kristalle überein, und zwar die eines Rotations-Ellipsoides ist, dessen Rotationsachse mit der kristallographischen Hauptachse zusammenfällt. Denkt man sich aus einem optisch einachsigen Körper einen Zylinder mit beiderseits an den Enden aufgesetzten Kegeln herausgeschnitten derart, daß die Zylinderachse mit der optischen Achse zusammenfällt (Fig. 86), so liegt auf jedem Oberflächenteile eine Auslöschung in der Richtung der Projektion der optischen Achse. Die andre Auslöschungsrichtung steht natürlich senkrecht zur ersten. In Fig. 87/88 sind die Auslöschungskreuzen auf Flächen eines hexagonalen und eines tetragonalen Kristalls eingetragen.

Die optisch zweiachsigen (rhombischen, monoklinen, triklinen) Kristalle haben zwei optische Achsen (Fig. 89). Die Ebene durch diese beiden heißt demnach Ebene der optischen Achsen. Die Halbierungslinie des spitzen Winkels der optischen Achsen nennt man erste Mittellinie (oder erste Bisectrix), die des stumpfen Winkels die zweite Mittellinie. Sie steht natürlich senkrecht zur ersten. Das Lot auf der Ebene der optischen Achsen wird als optische Normale bezeichnet.

Die optischen Achsen zweiachsiger Körper entsprechen ihrem Wesen nach nicht genau der optischen Achse der einachsigen Kristalle, wie man bei Schnitten senkrecht zu einer der beiden optischen Achsen erkennt. Solche Platten bleiben zwischen gekreuzten Nicols

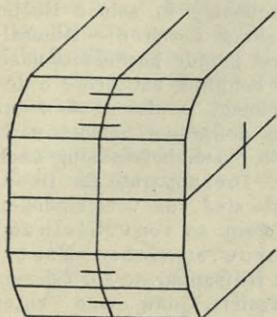


Fig. 91.

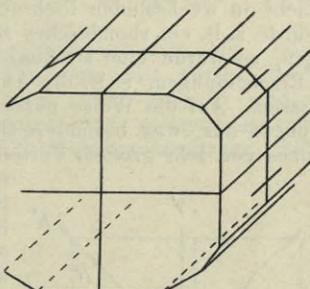


Fig. 92.

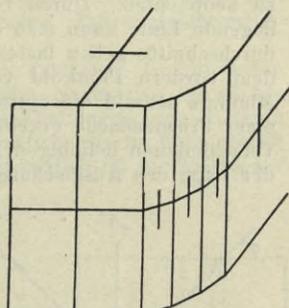


Fig. 93.

nicht ständig dunkel, vielmehr ständig hell. Es ist das die Folge der hier nicht näher zu erörternden sog. konischen Refraktion, die veranlaßt, daß in Richtung der beiden optischen Achsen je ein Strahlenzylinder mit radialen Schwingungen austritt, die natürlich bei keiner Stellung der Platte vernichtet werden können. Diese Erscheinung ständiger Helligkeit ist ganz charakteristisch für optisch zweiachsige Körper und kann zur Mineralbestimmung natürlich gleichfalls benutzt werden.

Die optisch zweiachsigen Kristalle gliedern sich in folgende Gruppen.

Die rhombischen Kristalle besitzen in optischer Hinsicht die Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoides, d. h. eines solchen mit drei ungleich langen Durchmessern, die

mit den drei geometrischen Achsen der rhombischen Kristalle zusammenfallen. Danach kann man drei rechtwinklig aufeinander stehende optische Symmetrieebenen durch jeden rhombischen Kristall legen, denen entsprechend die Auslöschungskreuzे auf den verschiedenen Flächen orientiert sind. Liegt z. B. in Fig. 90 eine Platte nach dem vordern Pinakoid vor, auf der die beiden Symmetrieebenen MM und OO senkrecht stehen, so müssen die Arme des Auslöschungskreuzes mit MM und OO zusammenfallen, sie können z. B. nicht wie die des punktierten Kreuzes schief liegen, da dann die rhombische Symmetrie nicht gewahrt wäre.

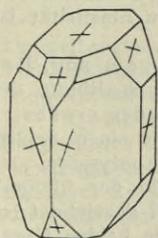


Fig. 94.

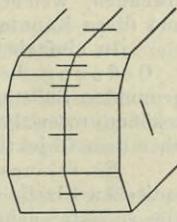


Fig. 95.

Der dreifältigen Symmetrie des rhombischen Systems entsprechend, liegen die Auslöschungskreuzе auf jeder Fläche, welche einer (oder zweien) der Achsen a , b , c parallel geht, mit ihren Armen parallel und senkrecht zur Richtung dieser Achse; wie es in Fig. 91/93 angedeutet ist. Auf schief liegenden Flächen liegen die Auslöschungskreuzе schief.

Die monoklinen Kristalle besitzen infolge der Lage ihres optischen dreiachsigen Elastizitätsellipsoides nur eine optische Symmetrieebene, die mit der geometrischen Symmetrieebene zusammenfällt.

Es kommt hiernach nur eine Symmetrie „links wie rechts“ zum Ausdruck. Auf jeder Fläche muß bezüglich der Lage des Auslöschungskreuzes diese Symmetrie gewahrt bleiben, wie es z. B. auch bei dem Kristall Fig. 94 geschieht. Auf allen Flächen, die der geometrischen Querachse parallel verlaufen, muß mithin eine Auslöschung parallel dieser Achse, die andre also senkrecht zu ihr gehen (Fig. 95). Auf allen andern Flächen bzw. Durchschnitten hat man schiefe Auslöschung.

Die triklinen Kristalle sind optisch wie geometrisch unsymmetrisch. Auf allen Flächen ist Schiefe der Auslöschung gegenüber den kristallographischen Umgrenzungen zu erwarten.

Bemerkung. Die Lage des Auslöschungskreuzes ist natürlich auch bei schiefer Auslöschung eine gesetzmäßige und für die betreffende Fläche einer jeden Substanz konstant. Es bietet die Schiefe der Auslöschung sogar ein wertvolles Hilfsmittel zur Mineralbestimmung dar (vgl. Plagioklase).

Drehapparate. Bei der optischen Untersuchung eines Dünnschliffes ist man nicht darauf beschränkt, die Lichtstrahlen senkrecht zur Schlifffläche fallen zu lassen und so die charakteristischen optischen Eigenschaften der Durchschnitte in dieser Richtung zu beobachten. Durch Drehung des Dünnschliffes um eine beliebige in seiner Ebene liegende Linie kann man das Licht in wechselnder Richtung schräg durch die Mineraldurchschnitte gehen lassen. Würde z. B. ein rhombisches Mineral gerade im Schnitt nach dem vordern Pinakoid vorliegen, so würde eine Drehung des Schliffes um Achse c des Minerals alsbald die optischen Erscheinungen, z. B. die Auslöschung, gewissermaßen auf einer Prismenfläche erkennen lassen. Auf die Weise nutzt man denselben Schnitt nach verschiedenen beliebigen Richtungen aus, was besonders für die Systembestimmung nach der Lage des Auslöschungskreuzes von sehr großem Vorteil ist. Drehapparate für Dünnschliffe sind von verschiedenen

Forschern, so von C. Klein und Fedorow, angegeben. Man hat diese Hilfsapparate auch derart konstruiert, daß man unter Benutzung von Flüssigkeiten arbeiten kann, die das Präparat umhüllen und so, wenn passend gewählt, eine bessere Durchsicht gewähren.

Optische Elastizitätsunterschiede in einer doppelbrechenden Platte. Die beiden senkrecht aufeinander stehenden Auslöschungsrichtungen RR und SS des Aus-

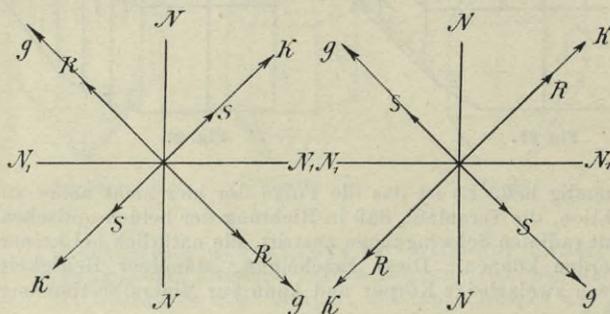


Fig. 96.

Fig. 97.

löschungskreuzes, z. B. in Fig. 96/97, sind nicht gleichwertig. Eine entspricht der Richtung der größten, die andre der kleinsten optischen Elastizität in der Platte. Man kann leicht erkennen, welches die Richtung der größeren, welches die der kleineren Elastizität ist und diese Kenntnis gut zur Mineralbestimmung verwenden.

In einfacher Weise kann man sich hierbei eines Gipsblättchens vom sog. Rot 1. Ordnung bedienen,¹⁾ das ist ein zwischen Glasplättchen gelegtes Spaltblatt der genannten Substanz, das in Diagonalstellung zwischen gekreuzten Nicols den erwähnten schönen roten Polarisationsston zeigt. Man schiebt das Gipsblättchen in einen Schlitz über dem Objektiv in den Tubus oder legt es auf das Okular unter den Analysator.

Es sei uns bekannt, daß im Gips gg Richtung der größern, kk die der kleinern optischen Elastizität ist,²⁾ und wir legen das Gipsblättchen wie in Fig. 96/97 gezeichnet ist. Die zu untersuchende Platte bringt man nunmehr durch Tischdrehen in die beiden Lagen der Figuren, so daß einmal SS , das andre Mal RR mit kk zusammenfällt, und beobachtet jeweils in den beiden Stellungen den Polarisationsston. Er ist das eine Mal hoch, in der entgegengesetzten Stellung der Platte niedriger. Wenn der höhere Polarisationsston erscheint, liegt die kleinste Elastizitätsachse in der zu untersuchenden Platte parallel kk des Gipses, so daß man hiernach erschließen kann, ob RR oder SS der Platte Richtung kleinster optischer Elastizität ist.

Zur Erklärung genügt der Hinweis, daß, wenn die kleinste Elastizitätsachse im Gips mit der kleinsten in der Platte zusammenfällt, gleichartige Elemente übereinander liegen, also ein höherer Polarisationsston erscheinen muß als im entgegengesetzten Falle.

¹⁾ Es wird dem petrographischen Mikroskop vom Mechaniker beigegeben.

²⁾ Zur Kontrolle der Angaben des Mechanikers dreht man das Gipsblättchen mit der Hand über dem Objektivtische um kk . Es ändert sich der rote Ton in einen blauen, dreht man um gg , in einen gelben um.

Bei stark doppelbrechenden Substanzen bedient man sich zum angegebenen Zwecke eines doppelbrechenden Keils (Fig. 80, S. 47), der eine Fülle verschiedener Polarisations-töne darbietet und eine leichte Beobachtung des Steigens und Fallens der Interferenzfarben bei seiner Kombination mit der zu untersuchenden Platte gestattet. Die Schneide des Keils legt man meist parallel der Richtung der kleinsten optischen Elastizitätsachse des Keilmaterials (Prüfung mittels des Gipsblättchens). Hierbei ist besonders wertvoll die Beobachtung, daß, im Falle ungleiche Elastizitätsachsen in der zu untersuchenden Platte und im Keil übereinander liegen, als Subtraktionsfarbe ein Schwarz erreicht werden kann, nämlich dann, wenn der Keil mit einer Stelle über der Platte liegt, welche für sich denselben Polarisations-ton zeigt, wie das Präparat für sich. Die Doppelbrechung des letztern wird dann durch die des Keils gerade wieder aufgehoben. Erscheint also bei der Kombination von Präparat und Keil Schwarz, so ist man sicher, daß ungleichwertige Elastizitätsachsen übereinander liegen.

Nachweis schwacher Doppelbrechung. Das oben erwähnte Gipsblättchen vom Rot erster Ordnung kann man mit gutem Erfolge zum Nachweise schwacher Doppelbrechung benutzen. Liegt solche vor, so sind die Aufhellungen des dunkeln Gesichtsfeldes zwischen gekreuzten Nicols gelegentlich kaum merklich. Grelle Beleuchtung durch Lampenlicht macht die Erscheinung deutlicher. Sehr empfindlich ist die Probe auf

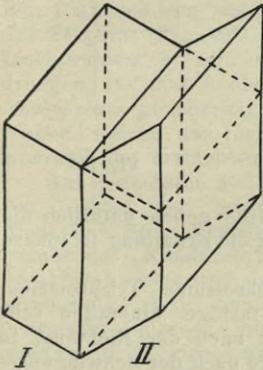


Fig. 98.

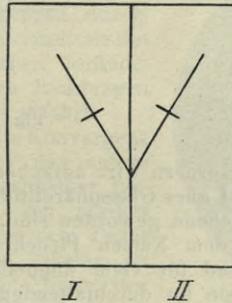


Fig. 99.

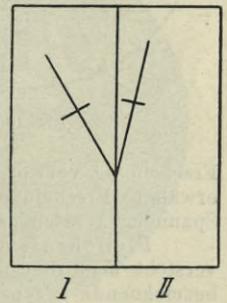


Fig. 100.

Doppelbrechung bei Benutzung des in Rede stehenden Gipsblättchens, dessen roter Polarisations-ton alsbald in Blau oder Gelb umschlägt, sobald die, wenn auch sehr schwache, Doppelbrechung eines Körpers sich mit der des Gipses vereinigt.

Optisch positive und optisch negative Kristalle. Eine vortrefflich zu verwertende weitere Einteilung der Kristalle innerhalb der Gruppen der optisch einachsigen (hexagonalen und tetragonalen) und optisch zweiachsigen (rhombischen, monoklinen und triklinen) Körper ist die in positiv und negativ doppelbrechende.

Bei den optisch einachsigen, positiv doppelbrechenden Substanzen ist die Richtung der optischen Achse (also der kristallographischen Achse c), bei optisch zweiachsigen, positiv doppelbrechenden die Richtung der ersten Mittellinie Richtung kleinster optischer Elastizität. Schon die äußere Gestalt gibt bei den optisch einachsigen Kristallen die Lage der Achse c an. Hat man einen Durchschnitt parallel oder auch etwas geneigt zu dieser Achse, in dem man die Richtung der letztern kennt, so kann man auf die angegebene Weise mit dem Gipsblättchen oder Keil bestimmen, ob diese Richtung zugleich die größte oder kleinste optische Elastizität ist, und so die Unterscheidung machen, ob negative oder positive Doppelbrechung vorliegt.

Gerade so wird man verfahren, wenn bei einem Durchschnitt durch einen optisch zweiachsigen Kristall die Richtung der ersten Mittellinie bekannt ist.

Bezüglich einer andern Methode der Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung vgl. S. 57.

Zwillingsbildungen im polarisierten Lichte. Bei den Zwillingsbildungen genannten, gesetzmäßigen, nicht parallelen Verwachsungen zweier oder mehrerer Kristalle gleicher Art, z. B. der Fig. 98, löschen die Individuen I und II wegen ihrer nicht parallelen Lage nicht zugleich aus. Die Auslöschung erfolgt symmetrisch zur Zwillingsgrenze, wenn

der Schnitt senkrecht zu ihr erfolgt (Fig. 99), unsymmetrisch dazu bei schiefen Schnittlagen (Fig. 100).

Sphärolithe im polarisierten Lichte. Sphärolithe sind Kügelchen verschiedenen Aufbaus. Verbreitet, besonders in Eruptivgesteinen, ist bei ihnen ein radialstrahliges Gefüge. Schnitte durch die Mitte solcher Kügelchen oder nicht allzuweit davon entfernt geben dann ein dunkles Interferenzkreuz, wie es z. B. Fig. 101 darstellt. Bei ihr liegt das Auslöschungskreuz jeder Faser mit seinen Armen in der Faserrichtung und senkrecht dazu. Beim Drehen des Präparats bleibt das Kreuz in seiner Lage erhalten. Liegen die Auslöschungsrichtungen schief zur Faserrichtung, so beobachtet man ein zu den Nicolhaupt-schnitten schief gelegenes Interferenzkreuz. Bei mehr tangentialen Schnitten wird die

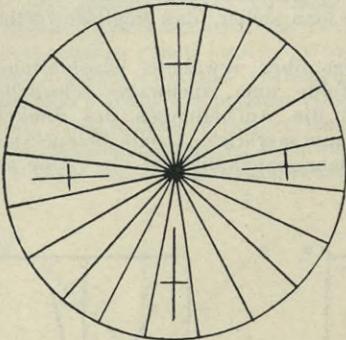


Fig. 101.

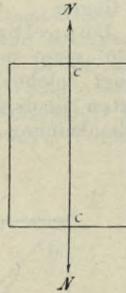


Fig. 102.

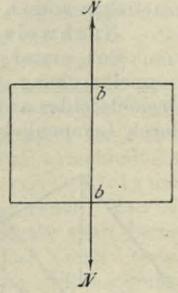


Fig. 103.

Erscheinung verworrener. Aus Körnern wirt aufgebaute Sphärolithe geben natürlich die erwähnte Erscheinung nicht, wohl aber Glassphärolithe, die durch die Erkaltung in innere Spannung geraten und doppelbrechend geworden sind.

Pleochroismus. Unter dem Namen Pleochroismus (Dichroismus, Trichroismus) versteht man die interessante und für viele doppelbrechende, farbige Mineralien sehr bezeichnende Eigenschaft, daß sie im durchfallenden Lichte, je nach der Richtung, in welcher das Licht sie durchläuft, und weiterhin insbesondere auch je nach der Schwingungsebene des sie durchsetzenden Lichtes verschieden gefärbt erscheinen. In wechselnden Richtungen wechselnd gefärbt ist unter andern Epidot, insofern er z. B. beim Durchblicken durch die Basis grünlich, beim Hindurchsehen durch das vordere Pinakoid bräunlich erscheint. Aber auch die beiden in derselben Richtung durch einen Schnitt

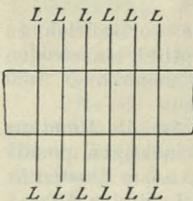


Fig. 104.

sich fortpflanzenden durch Doppelbrechung entstandenen Lichtstrahlen erscheinen verschieden gefärbt. Fällt z. B. auf die pleochroitische Platte Fig. 102 (etwa Staurolith parallel dem vordern Pinakoid) linear polarisiertes Licht, das parallel NN schwingt, so durchsetzt es in der gezeichneten Lage der Platte diese als Schwingung parallel cc und sieht bräunlichrot aus. Dreht man den Staurolith in die Lage der Fig. 103, so geht das Licht parallel bb durch das Mineral und erscheint gelblich.

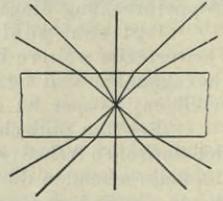


Fig. 105.

Zur Beobachtung solcher Fälle von Pleochroismus schaltet man den Analysator am Mikroskop aus und benutzt nur den Polarisator, der Licht mit konstanter Schwingungsebene in das Präparat schiebt, und dreht letzteres mit dem Objektisch. Man sieht dann die Farben der beiden Lichtschwingungen hintereinander.¹⁾

¹⁾ Zur Bestimmung der Schwingungsebene des linear polarisierten Lichtes, das der Polarisator schiebt, kann man sich einer horizontalen Glas- oder glänzenden Tischfläche bedienen, die durch Reflexion linear polarisiertes Licht liefert, das senkrecht zur Einfallsebene, im erwähnten Falle also horizontal, schwingt. Man fängt den Glanz des Glases bzw. der Tischplatte mit dem vor das Auge gehaltenen Nicol auf und dreht letzteren

Natürlich kann man Pleochroismus im Dünnschliff, d. h. also Farbenverschiedenheit der beiden durch Doppelbrechung entstehenden Lichtstrahlen, nur bei doppelbrechenden Kristallen erwarten, nicht bei amorphen oder regulären Körpern, und weiterhin bei im allgemeinen doppelbrechenden nicht in der Richtung, in welcher sie eben nicht doppelbrechend sind, also nicht etwa bei optisch einachsigen in der Richtung der optischen Achse.

Zirkularpolarisation. Die eigentümlichen Verhältnisse der Zirkularpolarisation (d. i. Drehung der Schwingungsebene des linear polarisierten Lichtes beim Durchgange durch einen mit Zirkularpolarisation ausgestatteten Körper), können hier außer acht gelassen werden. Ein weit verbreiteter Gesteinsgemengteil, der Quarz, zeigt zwar diese Eigenschaft, jedoch ist die erwähnte Drehung bei den zarten Plättchen im Dünnschliff so gering, daß sie nicht zu beobachten ist.

β) Untersuchung im konvergenten, polarisierten Lichte.

Von sehr großem Vorteil bei der Mineralerkennung im Dünnschliff ist die Benutzung des konvergenten, linear polarisierten Lichtes. Man läßt hierbei linear polarisiertes Licht nicht allein senkrecht auf den Dünnschliff fallen, wie bei den obigen Erwägungen stets vorausgesetzt ist (Untersuchungen im parallelen, polarisierten Lichte, orthoskopische Untersuchung, Fig. 104), sondern sendet einen Lichtkegel durch das Präparat (Fig. 105). Letzteres wird also von Lichtstrahlen in sehr vielen Richtungen durchdrungen, und man beobachtet somit vermittels des Analysators gleichzeitig die sämtlichen Veränderungen, welche das Licht in all den Richtungen innerhalb des erwähnten Lichtkegels erfährt.

Am einfachsten stellt man sich die Konvergenz des Lichtes her, wenn man über das untere Nicol eine dem Mikroskop vom Mechaniker beizugebende „Kondensorlinse“ setzt, ein starkes Objektiv benutzt und das Okular aus dem Tubus herauszieht. Man kann auch das Okular im Instrument belassen, muß dann aber unter ihm eine zweite Kondensorlinse einschieben.

An bessern Mikroskopen sind bequeme Vorrichtungen angebracht, um die Kondensorlinse über dem Polarisator einzuschalten, ohne das Präparat vom Objektische zu entfernen.

Besonders charakteristische Interferenzerscheinungen. Amorphe und reguläre Körper können wegen mangelnder Doppelbrechung natürlich auch im konvergenten, polarisierten Lichte keine Interferenzerscheinungen aufweisen. Hingegen zeigt sie jeder Schnitt eines doppelbrechenden Körpers. Falls die Interferenzbilder im Tageslichte nicht gut heraustreten, sieht man sie deutlicher im monochromatischen Lichte.¹⁾ Die praktisch am besten verwertbaren Interferenzerscheinungen im konvergenten, polarisierten Lichte erblickt man auch im Tageslichte. Es sind die folgenden:

1. Optisch einachsige Kristalle (hexagonale und tetragonale Kristalle).

Schnitte senkrecht zur optischen Achse erscheinen im parallelen, polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols stets dunkel, also derart wie isotrope Körper in allen Richtungen sich verhalten. Wendet man konvergentes, polarisiertes Licht an, so beobachtet man Interferenzkurven. Das charakteristische Bild ist in Fig. 106 dargestellt. Es ändert sich beim Drehen des Präparates in seiner Ebene nicht.

Bei der Erklärung der Erscheinung sei zunächst die Benutzung monochromatischen Lichtes vorausgesetzt. Fig. 107 stelle ein Präparat dar, dessen vordere Fläche parallel zur optischen Achse und unter 45° zu zwei benachbarten Kreuzesarmen (Nicolhaupt-schnitten) der Fig. 106 verlaufe. In der Richtung L herrscht keine Doppelbrechung. In der

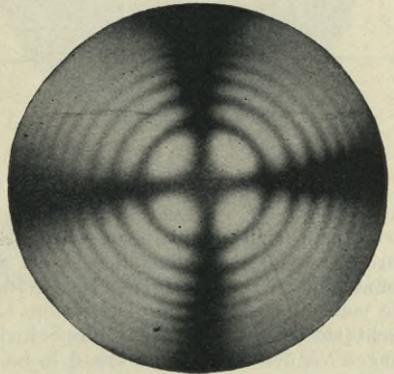


Fig. 106.

um seine Längsachse. Gehen die am Nicol ankommenden Schwingungen seiner Schwingungsebene parallel, so werden sie ihn durchsetzen. Das Auge erblickt den Glanz. Stehen die an das Nicol gelangenden Schwingungen senkrecht zu seiner Schwingungsebene, so werden sie nicht durchgelassen. Der Glanz ist nicht sichtbar.

¹⁾ Monochromatisches (einfarbiges) gelbes Licht erhält man durch Eintauchen einer Platinspirale mit Natriumsulfat in die farblose Flamme eines Bunsenbrenners.

Mitte des Bildes muß also Dunkelheit bestehen. In allen Richtungen, die von der optischen Achse L abweichen, herrscht Doppelbrechung. So mögen bei a Lichtstrahlen austreten, die sich durch Interferenz gerade vernichten, ebenso bei b usw. Hier bei a, b usw. werden also gleichfalls dunkle Stellen sich geltend machen. Ganz entsprechend ist das nämliche der Fall natürlich bei a^1 und b^1 usw. und infolge des Wirtelbaues der Platte überhaupt auf allen Punkten, die so weit wie a und b usw. von der Mitte der Platte abliegen. Man wird daher auf dem Präparate ein dunkles Zentrum und um dies herum dunkle Interferenzringe erblicken. Die konzentrischen Flächen zwischen den Ringen kann man sich in schmale Felder zerlegt vorstellen, deren Verhalten sofort klargestellt ist,

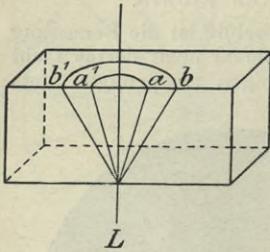


Fig. 107.

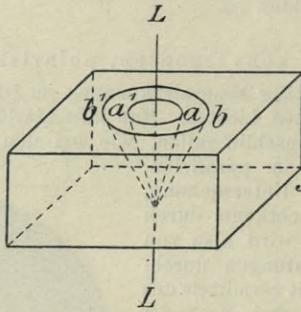


Fig. 108.

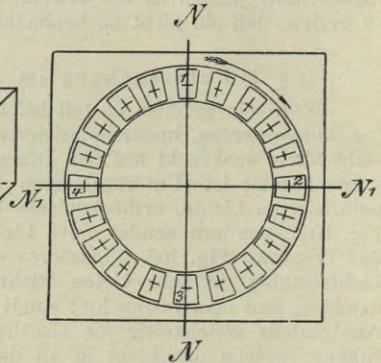


Fig. 109.

wenn man sich denkt, man würde Feld 1 der Fig. 109 (die parallel Fig. 106 gedacht ist) durch Kreisenslassen allmählich in die Stellung 2, 3, 4 und natürlich auch in die dazwischen befindlichen Lagen bringen. Das Feldehen 1 wird sich dann so verhalten wie eine Platte, die man im parallelen, polarisierten Lichte mit Hilfe des Objektisches in ihrer Ebene dreht; sie wird dunkel, wenn ihre Schwingungsrichtungen parallel den Nicolschwingungsrichtungen NN und N_1N_1 verlaufen, d. h. im vorliegenden Falle erscheinen die Felder 1, 2, 3 und 4 dunkel. Da das in jedem Ringfelde zwischen den Kreisen gleich ist, so müssen, wie auch die Fig. 106 zeigt, zwei rechtwinklig aufeinander stehende, dunkle Kreuzesarme die Interferenzfigur durchsetzen.

Bei Benutzung von Tageslicht fallen natürlich die dunklen Kreuzesarme und der innere Fleck für alle Farben zusammen, aber nicht die dunklen Ringe. Die zur Lichtvernichtung führende Phasendifferenz wird bei den abweichenden Farben bei verschiedener Neigung der Lichtstrahlen zur optischen Achse erlangt, d. h. die dunklen Ringe sind für die verschiedenen Lichtsorten verschieden groß (Fig. 110). Der erste dunkle Ring für die kurzwelligen grünen Strahlen fällt nahe an den Mittelpunkt (ausgezogener Kreis in Fig. 110). Für rotes Licht ist hier noch keine Vernichtung erreicht, es herrscht noch Helligkeit für diese Farbe; somit wird dem Zentrum der Erscheinung zu nächst ein roter Ring liegen. Der dunkle Ring für Rot ist weiter als der für Grün (punktierter Kreis in Fig. 110). Wo es hier

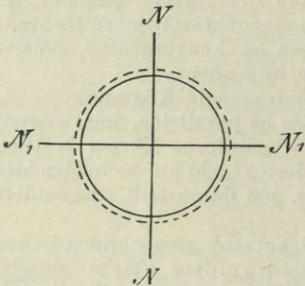


Fig. 110.



Fig. 111.



Fig. 112.

dunkel für Rot ist, ist es hell für Grün, also wird im Tageslichte an der Stelle des dunklen Ringes für Rot ein heller für Grün liegen, so daß mithin buntfarbige Ringe (innen rot, außen grün) das schwarze Kreuz durchziehen.

Schnitte, die nicht senkrecht, sondern etwas schief zur optischen Achse geführt sind, zeigen das kennzeichnende schwarze Kreuz nicht in voller Entwicklung, sondern nur einen Teil der Erscheinung (Fig. 111), bei noch größerer Abweichung von der Lage senkrecht zur optischen Achse beobachtet man nur eine Barre (Fig. 112).

2. Optisch zweiachsige Kristalle (rhombische, monokline, trikline Kristalle).

Der wichtigste Schnitt ist der senkrecht zur ersten Mittellinie. Die beiden optischen Achsen stechen schief in ihn ein. Um jeden dieser Einstichpunkte ziehen sich ähnlich wie bei den optisch einachsigen Körpern im Schnitt senkrecht zur optischen Achse Interferenzkurven, die nach außen aber in Lemniskatensysteme übergehen. In Fig. 113 fällt die Ebene der optischen Achsen mit einem der beiden Nicolhauptschnitte zusammen (Normalstellung), in Fig. 114 steht sie unter 45° zu ihnen (Diagonalstellung).

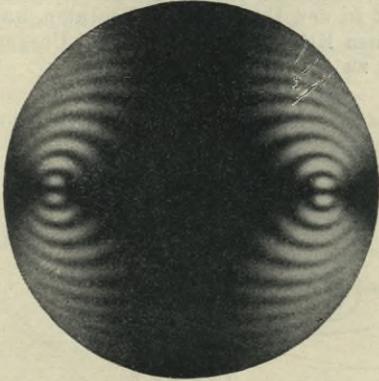


Fig. 113.

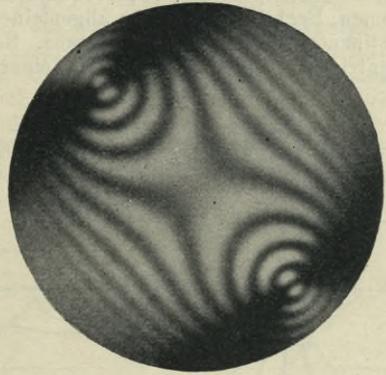


Fig. 114.

Bei den Interferenzerscheinungen im konvergenten, polarisierten Lichte überhaupt, so also auch hier, richtet sich die Anzahl der wahrnehmbaren Kurven nach der Stärke der Doppelbrechung bzw. der Plattendicke. Da man im Dünnschliff sehr zarte Blättchen beobachtet, gewahrt man oft nur wenig oder gar keine Kurven und nur Kreuzesarme bzw. Barren und selbst diese nur verwaschen.

Die Größe des Winkels der optischen Achsen bedingt die Entfernung der Scheitelpunkte der Hyperbeläste in Fig. 114 voneinander. Da diese Größe für eine jede Substanz charakteristisch ist, kann sie

zur Bestimmung von Mineralien verwendet werden. Man mißt den Abstand der Hyperbelscheitel im Bilde voneinander durch ein Okular mit Teilung (Mikrometerokular). Mit Hilfe eines bekannten Minerals rechnet man zuvor den Maßstab aus, um zu wissen, welche Größe bezüglich des Winkels der optischen Achsen einem Teilstrich entspricht, und kann so bei andern Präparaten mit scharfen Hyperbelercheinungen die Größe des in Rede stehenden Winkels in Luft ermitteln.

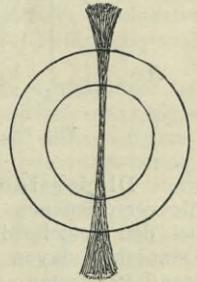


Fig. 116.

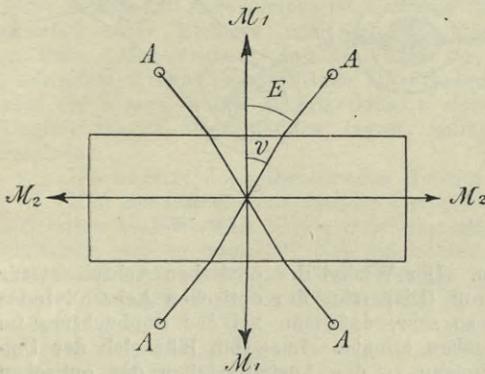


Fig. 115.

Bemerkung. Man mißt hierbei nicht den Winkel $2V$ der optischen Achsen im Kristall, sondern den natürlich gleichfalls konstanten Winkel $2E$ der optischen Achsen in Luft (Fig. 115). Als Probeplatte zur Auswertung des Mikrometerokulars kann man ein Anhydritspaltblättchen senkrecht zur ersten Mittellinie benutzen. Es ist bei ihm der Winkel der optischen Achsen in Luft $= 71\frac{1}{2}^\circ$.

Schnitte senkrecht zur zweiten Mittellinie lassen den Austritt der optischen Achsen in Luft meist nicht mehr erkennen, da ihr Winkel hier zu groß ist. Unter Zuhilfenahme stark brechender Flüssigkeiten, die man unter und über das Präparat bringt

und in die man das Objektiv (event. besonders konstruierte) taucht, kann man die Kurven um die optischen Achsen auch auf solchen Schnitten zu Gesicht bekommen.

Schnitte senkrecht zu einer der beiden optischen Achsen zeigen im konvergenten, polarisierten Lichte eine Barre, die sich im entgegengesetzten Sinne der Tischdrehung bewegt, und sie durchschneidend ringartige Kurven (Fig. 116).

Aus den Kurvensystemen im konvergenten, polarisierten Lichte läßt sich die Symmetrie der betreffenden Fläche erschließen. Besonders aufmerksam sei noch auf die Interferenzsysteme auf dem seitlichen Pinakoid monokliner Kristalle gemacht. Es ist stets zentrisch, d. h. der Mittelpunkt des Kurvensystems fällt mit dem Zentrum des Gesichtsfeldes zusammen, liegt im übrigen im allgemeinen schief zu den Umgrenzungselementen, natürlich in bestimmter Lage für jede Substanz. Bei triklinen Kristallen ist infolge der Unsymmetrie ein zentrisches Interferenzbild auf keiner Fläche zu erwarten.

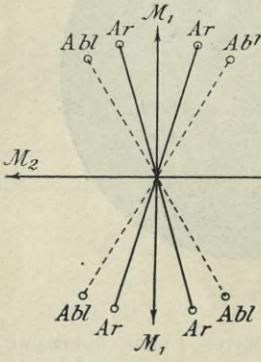


Fig. 117.

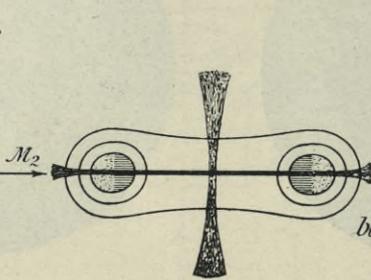


Fig. 118.

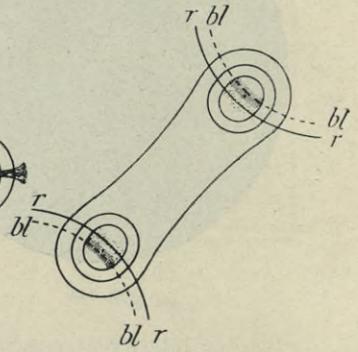


Fig. 119.

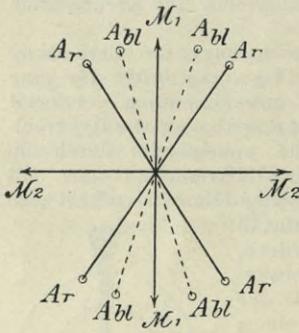


Fig. 120.

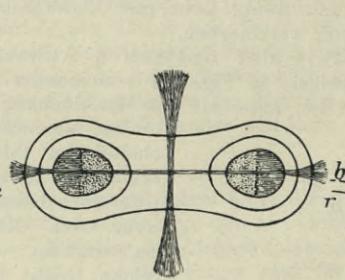


Fig. 121.

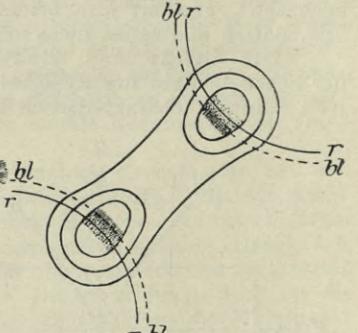


Fig. 122.

Dispersion der optischen Achsen. Der Winkel der optischen Achsen ist für die verschiedenen Lichtsorten verschieden groß (Dispersion der optischen Achsen), indes bei den gesteinsbildenden Mineralien nicht so sehr, daß man bei der Beobachtung im Dünnschliff davon zahlenmäßig Gebrauch machen könnte. Immerhin läßt sich der Umstand verwerten, daß man an Farbenverteilungen an den Austrittsstellen der optischen Achsen zuweilen erkennen kann, ob der Winkel für die roten Strahlen größer ist als der für die blauen oder umgekehrt. Fig. 118 zeigt durch Verteilung von Rot (gestrichelt) und Blau (punktirt) an, daß der betreffende Winkel für Rot kleiner ist als für Blau, und Fig. 121 das umgekehrte bei einer andern Substanz. Zu beachten ist die Umkehrung der Farbenbänder in der Diagonalstellung. Es findet das leicht seine Erklärung. Im monochromatischen roten Lichte würde z. B. bei Fig. 119 die dunkle Hyperbel bei $r r$ liegen. Da man aber Tageslicht benutzt, bemerkt man sie nicht, sondern es lagert sich hier das nicht vernichtete Blau, umgekehrt das Rot sich dort, wo Blau durch Interferenz ausgelöscht ist. Die Farben liegen deshalb umgekehrt wie die im Tageslicht nicht bemerkbaren dunklen Hyperbeln für Rot und Blau.

Dispersion von Mittellinien und Ebenen der optischen Achsen. Beobachtungen über ein Auseinanderfallen der Mittellinien und Ebenen der optischen Achsen für verschiedene Farben zu machen, hat man bei Dünnschliffen von Gesteinen keine Gelegenheit. Es braucht deshalb auf diese Verhältnisse hier nicht eingegangen zu werden.

Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung. Im konvergenten, polarisierten Lichte läßt sich auf günstigen Schnitten leicht der Charakter der Doppelbrechung eines Minerals (S. 51) bestimmen.

Bei den optisch einachsigen Kristallen benutzt man Schnitte senkrecht zur optischen Achse, die das Interferenzsystem der Fig. 106, wie erwähnt, zeigen. Schiebt man nun über dem Objektiv bzw. unter dem auf das Okular aufgesetzten Analysator ein Gipsblättchen vom Rot erster Ordnung derart ein, daß seine kleinste Elastizitätsachse wie in Fig. 123 verläuft, so färben sich die Quadranten dicht am Mittelpunkt des Interferenzsystems abwechselnd blau und gelb. Bezeichnet man, wie üblich, die Quadranten als positiv und negativ, so hat man die Regel: Blau im positiven Quadranten, Doppelbrechung positiv; Blau im negativen Quadranten, Doppelbrechung negativ. Zur Erklärung der Erscheinung kann man bedenken, daß rund um den Mittelpunkt des

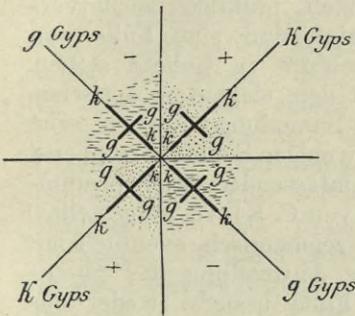


Fig. 123.

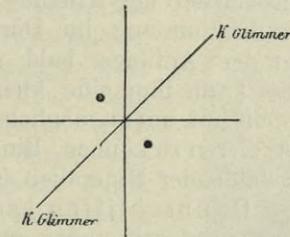


Fig. 124.

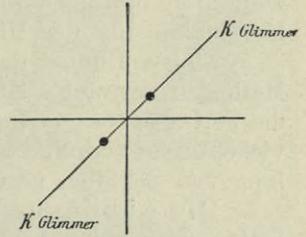


Fig. 125.

Interferenzsystems aus jedem Punkte zwei Strahlen austreten, von denen der eine radial, der andre tangential schwingt (Fig. 123). Bei positiv doppelbrechenden Kristallen, wie einer in Fig. 123 angenommen ist, erfolgen die radialen Schwingungen in allen Quadranten parallel einer kleinern optischen Elastizitätsrichtung, die tangentialen parallel der größern. Man erkennt, daß mithin in Fig. 123 bezüglich Gipsblättchen und zu untersuchendem Kristall im positiven Quadranten gleichartige Elemente übereinander liegen, also der höhere (blaue) Polarisationsston eintreten muß, während im negativen Quadranten Ungleichartiges übereinander lagert, mithin der niedrigere (gelbe) Polarisationsston erscheint.

Bei negativ doppelbrechenden Kristallen kehren sich natürlich die Verhältnisse um.

Man kann zur Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung bei optisch einachsigen Kristallen auch ein sog. Viertelundulationsglimmerblatt benutzen, d. i. ein zartes Glimmerblättchen, das so dünn ist, daß die beiden durch Doppelbrechung in ihm entstehenden und seine geringe Dicke durchlaufenden Lichtstrahlen eine Phasendifferenz von einer Viertel Wellenlänge bekommen. Schiebt man nach Herstellung des bekannten Interferenzbildes (Fig. 106, S. 53) das Glimmerblatt wie in Fig. 124 und 125 so ein, daß seine kleinste optische Elastizitätsachse in angegebener Weise verläuft, so löst sich das schwarze Kreuz in zwei Punkte auf, deren Lage bei positiv doppelbrechenden Kristallen wie in Fig. 124, bei negativen wie in Fig. 125 ist. Zur Einprägung kann man sich merken, daß die Verbindungslinie der schwarzen Punkte mit *kk* des Glimmers bei positiver Doppelbrechung ein + Zeichen, bei negativer ein - Zeichen macht.

Bei den sehr dünnen Schnitten im Schlicke ist die Lage der erwähnten Punkte zuweilen unbestimmt. Es sei nicht weiter auf die Erscheinung eingegangen.

Bei optisch zweiachsigen Kristallen kann man in Schnitten senkrecht zur ersten Mittellinie und bei Normalstellung der Platte zwecks Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung mit dem Gipsblättchen vom Rot erster Ordnung genau so verfahren wie bei den optisch einachsigen. Da bei Benutzung des Dünnschliffes die Ringe und Lemniskaten oft fortfallen, sieht die Interferenzfigur in Normalstellung der eines optisch

einachsigen Kristalls auch ganz ähnlich, und die Farben Blau und Gelb treten beim Einschalten des Gipsblättchens ganz entsprechend wie dort auf.

Man kann die nämliche Bestimmung auch in der Diagonalstellung der Platte unter Benutzung des Gipsblättchens ausüben. In dem Felde zwischen den beiden Hyperbeln (Fig. 114 S. 55) kann man durch Beobachtung der Polarisationsstöne, genau wie es bezüglich der Bestimmung im parallelen, polarisierten Lichte S. 50 beschrieben ist, erkennen, ob die Richtung der Verbindungslinie der beiden optischen Achsen, die der zweiten Mittellinie parallel geht, Richtung größter oder kleinster optischer Elastizität ist. Ist diese Richtung solche größter Elastizität, so ist die der ersten Mittellinie die kleinste, die Doppelbrechung also positiv und umgekehrt.

Diese Art der Bestimmung läßt sich auch ausführen, wenn die innern Kurven um die optischen Achsen selbst nicht sichtbar sind, natürlich ebenso, wenn ein Schnitt senkrecht zur zweiten Mittellinie vorliegt.

Die Anwendung des Glimmerblattes erzeugt in Normalstellung der Platte gleichfalls zwei Punkte, hier dicht an den optischen Achsen. Bezüglich ihrer Lage in den verschiedenen Quadranten und der Erkennung des Charakters der Doppelbrechung gilt das nämliche wie bei den optisch einachsigen Kristallen.

Der Überblick über die oben auseinandergesetzten, praktisch leicht verwertbaren optischen Eigenschaften der Kristalle zeigt, daß eine Fülle von Merkmalen für die Mineralbestimmung im Dünnschliffe zu Gebote stehen.

Einige Übung macht den Anfänger bald mit den eleganten optischen Methoden vertraut. Hierbei kann ihm eine kleine Sammlung nützlich sein, die Verfasser zusammengestellt hat, um an möglichst wenigen Schliffen möglichst viel optische Verhältnisse studieren zu können. Eine umfassendere Studiensammlung von Schliffen gesteinsbildender Mineralien ist von C. Klein aufgestellt.¹⁾

Die Abbildung von Dünnschliffen kann zeichnerisch, eventuell mit Hilfe eines Abbeschen Zeichenspiegels, oder unter Anwendung des photographischen Verfahrens geschehen. In diesem Falle braucht weder das Mikroskop noch der photographische Apparat umgebaut zu werden: man stellt letztern bei umgelegtem Mikroskop in die Verlängerung und zwar mit seinem Objektiv dicht an das Okular des Mikroskops und beobachtet das Dünnschliffbild auf der Mattscheibe, um es einzustellen und die Photographie wie üblich zu machen. Eine durchsichtige Scheibe gestattet mittels Lupe eine ganz besonders scharfe Einstellung.²⁾

Anhang. Mit dem Zeißschen Ultramikroskop kann man das Vorhandensein ganz außerordentlich feiner Teilchen durch deren Beugungserscheinungen feststellen. Man durchleuchtet zu dem Zwecke ein Präparat mit sehr starkem Lichtkegel von der Seite her und beobachtet von oben.

Mikroskopische Beobachtung undurchsichtiger Körper. Beim Studium von Gesteinsbruchflächen, was wegen der Rauheit des zu untersuchenden Körpers nur bei schwacher Vergrößerung geschehen kann, läßt sich das übliche Mikroskop auch benutzen, aber mit besonderem Vorteil, wegen der stereoskopischen Beobachtungsart, das doppeltubige Greenoughsche (Fig. 126).

Bei Metallen, z. B. bei Meteoreisen, sowie bei undurchsichtigen Erzen kann die Bruchflächenbeobachtung gleichfalls von Nutzen sein, zweckmäßiger stellt man sich zur Erkennung der Bestandteile und ihres Gefüges kleine polierte Platten her. Man verfährt dabei zunächst wie bei der Dünnschliffherrichtung, glättet dann am besten trocken auf Scheiben, die mit feinstem Schmirgelpapier beklebt sind, und zuletzt mit Wasser auf Leder bzw. Sammet

¹⁾ Die erwähnten Sammlungen werden von Voigt und Hochgesang in Göttingen angefertigt.

²⁾ Apparate für Mikrophotographie liefern z. B. Zeiß, Jena; Fueß, Steglitz; Voigt und Hochgesang, Göttingen.

mittels zartestem Polierpulver (feinstes geschlammtes Englisch Rot, besser noch aus Ammoniakalaun hergestellte und geschlammte Tonerde). Hiernach wendet man meist Ätzmittel, bei Meteoreisen z. B. sehr verdünnte Salpetersäure, Pikrinsäure oder Kupferchlorid-Ammonchlorid an. Nach der verschiedenen chemischen Widerstandsfähigkeit heben sich dann die Bestandteile voneinander ab. Oft gibt das Anlassen (Erhitzen an der Luft und zwar am einfachsten im Trockenschrank) zufolge verschiedener Oxydierbarkeit der Bestandteile prächtige Ergebnisse (Demonstrationsbeispiele: Legierungen von Kupfer mit Silber). Beim Polieren auf nachgiebiger Unterlage (Pergament auf Holz) kommt die Härte­differenz der Gemengteile zum Ausdruck (Reliefpolieren). Beim Polieren auf harter Unterlage (Glas, Achat) erhalten die harten Bestandteile erhöhten Glanz (Hochglanzpolieren).

Das Beobachten und Photographieren von Metallschliffen geschieht vermittels eines Mikroskops mit Illuminator. Er besteht aus einem Spiegel oder Prisma in Fassung, die über dem Objektiv im Tubus eingeschaltet wird. Starkes Licht fällt seitlich durch eine Öffnung in den Illuminator, durch Reflexion auf das Präparat und wieder in das Objektiv zurück. Da der Spiegel des Illuminators von der Seite her nur bis zur Tubusachse reicht, also eine Hälfte des Tubusquerschnitts frei läßt, so kann man das Präparat in dem von ihm reflektierten Lichte beobachten.

Die Präparate dürfen bei Illuminatorbetrachtung nicht mit Deckglas versehen sein, da das von diesem reflektierte Licht das Bild verschleiert. Natürlich kann man auch durchsichtige Gegenstände mit dem Illuminator beobachten. Man legt sie dann auf schwarzen Sammet.¹⁾

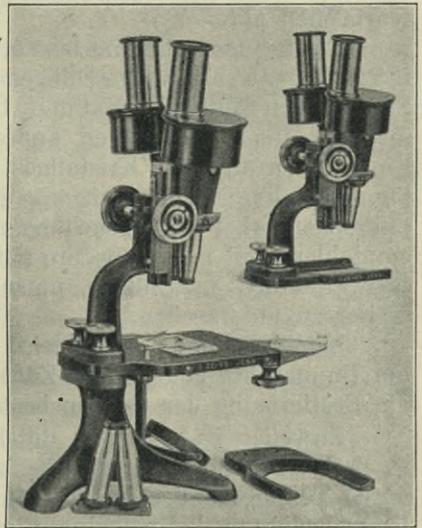


Fig. 126. Greenoughsches Mikroskop von C. Zeiß.

2. Mikrochemische Untersuchungen.

Mancherlei charakteristische chemische Reaktionen lassen sich unter Benutzung des Mikroskops auch an sehr geringen Substanzmengen, z. B. an den hauchdünnen Schliffen, ausführen. Solche mikrochemischen Untersuchungen betreffen z. B. die Löslichkeit von Mineralien in Säuren. Betupft man einen unbedeckten Gesteinsschliff mit kalter Salzsäure, so löst sich Kalkspat unter Aufschäumen (Abgabe von Kohlensäure) auf, Dolomit beim Erwärmen, Apatit ohne solche Gasentwicklung zu einer klaren, Magnetit sowie Brauneisenstein zu einer gelblichen Lösung. Auch Silikate werden zum Teil durch Säuren zerstört. So gelingt es, Nephelin nachzuweisen, der sich in Salzsäure unter Abscheidung von Kieselgallerte löst. Die Gallerte kann man deutlicher

¹⁾ Mikrophotographische Apparate für Abbildung undurchsichtiger Körper sind bei Zeiß, Jena, und T. F. Dujardin, Düsseldorf, käuflich. Sehr bewährt hat sich die Apparatur nach Le Chatelier.

machen, wenn man den mit Salzsäure behandelten und vorsichtig ausgewaschenen Schliff mit einer Fuchsinlösung bedeckt und dann wieder auswässert. In der Gallerte bleibt der rote Farbstoff erhalten, und so zeigen die roten Stellen die Gegenwart der Gallerte und somit die Durchschnitte frühern Nephelins an. Quarz und Feldspat unterscheiden sich durch Färbung der auf letztem durch Einwirkung von Flußsäure entstehenden Kieselfluoraluminium-Gallerte. Orthoklas wird dabei schwerer angegriffen als Plagioklas, am ehesten Anorthit.

Auch die durch Einwirkung der Säuren über dem Dünnschliff entstehenden Lösungen lassen sich weiter benutzen. Läßt man z. B. die beim Nephelin erwähnte Lösung eindunsten, so scheiden sich mikroskopische Kochsalzwürfelchen ab.

Ein bequemes hier noch zu erwähnendes Lösungsmittel ist die von Boricky für solche Zwecke vorgeschlagene Kieselfluorwasserstoffsäure ($2 \text{ H Fl} \cdot \text{Si Fl}_4$). Silikate von Natrium, Kalium, Calcium, Magnesium, Eisen usw. bilden mit ihr Kieselfluornatrium und andre entsprechende Salze, die man nach dem Eintrocknen an ihrer Kristallgestalt, dem optischen Verhalten usw. erkennen kann. Behrens, der sich wie Streng u. a. bezüglich der Vervollkommnung mikrochemischer Untersuchungen besondere Verdienste erwarb, hat auch empfohlen, erst mit Flußsäure aufzuschließen, die entstandenen Fluoride durch Schwefelsäure in Sulfate umzuwandeln und die so bereiteten Lösungen weiter zu untersuchen.

Kurzum, man kann, wie aus den erwähnten Beispielen schon erhellt, am Dünnschliff eine große Zahl chemischer Reaktionen ausführen, welche die Bestimmung der Gesteinsbestandteile sehr wesentlich unterstützen.

Zuweilen ist es nötig, die Einwirkung der chemischen Reagentien auf einen Durchschnitt im Schlicke zu beschränken, damit das Ergebnis nicht durch Teilnahme der andern Mineralien an der Umsetzung verwickelt wird. Diese Isolierung kann dadurch geschehen, daß man einen Ring aus dickflüssigem Balsam um den zu untersuchenden Schnitt zieht und die Reaktion in diesem abgeschlossenen Bezirk vor sich gehen läßt, oder indem man ein Deckgläschen mit einem leicht durch Flußsäure herzustellenden Loch mit Balsam so auf den Schliff kittet, daß das zu untersuchende Mineral unter der Öffnung liegt, aus welcher man dann leicht durch Alkohol den Balsam entfernt, so daß der fragliche Durchschnitt frei liegt. Würde das Gläschen vom Reagenz angegriffen, z. B. bei Anwendung von Flußsäure, so benutzt man ein durchbohrtes Platinblech.

Natürlich lassen sich mikrochemische Reaktionen auch an Körnchen von Mineralien vornehmen, die man aus dem Gesteinspulver ausgesondert hat. Man bringt sie auf Objektträger und studiert die Einwirkung chemischer Reagentien unter dem Mikroskop. Wendet man Flußsäure oder Kieselflußsäure an, so muß man das Glas des Objektträgers vor der Säure schützen, was durch Überzug mit gehärtetem Kanadabalsam geschehen kann.

Einige charakteristische Reaktionen auf in Mineralien verbreitete Elemente seien im folgenden angeführt.

Natrium. Kieselflußsäure bildet beim Eintrocknen Kieselfluornatrium. Es sind hexagonale Säulen mit gerader Abstumpfung durch die Basis oder mit Pyramidenflächen. Schwache, negative Doppelbrechung. Uranylacetat liefert scharfe, gelbliche Tetraeder von Uranylatriumacetat.

Kalium. Kieselfluorkalium scheidet sich in kleinen Würfeln ab. In einer Lösung von Kaliumchlorid oder Kaliumsulfat entsteht durch Zusatz von Platinchlorid Kalium-

platinchlorid in Gestalt eines gelben Niederschlags stark brechender, regulärer Kristalle in der Form des Oktaeders, Würfels oder Rhombendodekaeders.

Calcium läßt sich durch die Gipsprobe leicht nachweisen. Man stellt eine Sulfatlösung her, aus der sich Gips in schmalen, an den Enden schief begrenzten, gern büschelig vereinigten, monoklinen Nadeln abscheidet.

Magnesium wird aus neutraler Lösung, der man Salmiak zugesetzt hat, oder aus schwach ammoniakalischer Lösung durch Natriumphosphat oder Phosphorsalz als Magnesiumammoniumphosphat gefällt. Die Kriställchen sind rhombisch, infolge von Hemimorphismus eigenartig sargförmig, zuweilen eingekerbt.

Aluminium. Die verdünnte Sulfatlösung liefert mit Cäsiumchlorid oder saurem Cäsiumsulfat isotrope Oktaeder oder Oktaeder mit Würfel von Cäsiumalaun. Da Eisenoxysalze mit Cäsiumsulfat ganz ähnliche Kristalle liefern, ist weiter auch auf Eisen zu prüfen.

Eisen. Eisenoxysalzlösungen geben mit Ferrocyankalium einen blauen, amorphen Niederschlag.

Chlor. Mit Schwefelsäure aufschließbare chlorhaltige Mineralien liefern hierbei Salzsäuregas, das man in Wasser auffängt, indem man den Platintiegel, in dem die Reaktion vor sich geht, mit einem Glasscheibchen bedeckt, an dessen Unterseite ein Wassertropfen hängt. Vermittels Thalliumsulfat schlägt man sehr stark brechende, bei schwacher Vergrößerung in der Durchsicht fast schwarze, im auffallenden Lichte weiß erscheinende Oktaeder von Thalliumchlorid nieder.

Glühversuche. Von Methoden der Untersuchung von Dünnschliffen sei noch erwähnt, daß man selbst Glühversuche an den zarten Präparaten vornehmen und den Eisengehalt mancher Mineralien dadurch nachweisen kann, daß sich letztere dunkler, meist gelblich braun färben, auch pleochroitisch werden. So ist es der Fall bei Olivin und Hornblende. Zum Zwecke des Versuchs löst man Teile des Schliffes ab, reinigt sie in Alkohol und bringt sie auf Platinblech in eine Flamme. Andre Minerale (Zeolithe, Gips) werden beim Erhitzen zufolge Wasserabgabe trübe.

Flammenfärbung. Wertvolle, schnelle Hilfe liefert bei Mineralbestimmungen gelegentlich auch die ev. spektroskopische Untersuchung der Flammenfärbung. Die farblose Flamme des Bunsenbrenners wird z. B. durch Natrium gelb, durch Kalium violett, Lithium rot, Calcium gelbrot gefärbt. Die violette Kaliflamme wird trotz der etwa gleichzeitig auftretenden gelben Natriumfärbung erkannt, wenn man sie durch ein blaues Glas betrachtet. Es verschluckt die gelben Strahlen, so daß die violetten zur Geltung kommen.

Auch seien Lötrohruntersuchungen hier kurz erwähnt.

3. Härteprobe.

Diese praktische Mineral-Untersuchungsmethode besteht meist in dem Versuch, mit bekannten Probekörpern ein isoliertes oder auch im Gestein freiliegendes Mineral zu ritzen. Zur kurzen Bezeichnung des Härtegrades bedient man sich der Mohsschen Skala. Sie umfaßt zehn Mineralien, die nach steigender Härte geordnet sind und von denen jedes als Normalsubstanz der betreffenden Härtestufe gilt. Es sind Härte 1: Talk; 2: Steinsalz; 3: Kalkspat; 4: Flußspat; 5: Apatit; 6: Feldspat; 7: Quarz; 8: Topas; 9: Korund; 10: Diamant. Diamant ritzt Korund, dieser Topas usw. Durch Prüfung mittels der Normal-

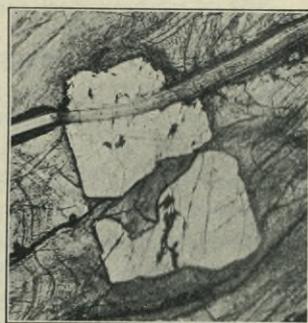


Fig. 127.
Mikroskopische Härteprüfung.
Strich einer Stahlnadel auf
weichem Eisen und hartem Eisen-
phosphid (Mitte der Figur).

körper kann man die Härte eines Gemengteils feststellen, entweder, indem man ihn mit verschiedenen Normalkörpern zu ritzen sucht oder umgekehrt mit ihm letztere. Auch mikroskopische Gemengteile lassen sich in angegebener Art prüfen (Fig. 127).

Die Härteunterschiede zwischen den erwähnten zehn Mineralien sind sehr ungleichmäßig, am Ende der Reihe viel größer als zu Anfang.

In Ermangelung von Normalkörpern, wie es ja bei Untersuchungen im Felde meist der Fall ist, kann man sich auch anderer Substanzen bedienen. Messerstahl hat etwa Härte 6, Glas etwa 5, der Fingernagel ungefähr 3. Er ritzt Substanzen mit Härte 2, wie z. B. Gips. Körper mit Härte 1 fühlen sich fettig an.

Zur Ritzhärteprüfung hat Martens einen Apparat vorgeschlagen, bei dem ein kegelförmiger Diamant von etwa 90° Spitzenwinkel unter verschiedenen Belastungen feine Striche nebeneinander in das plattenförmig zubereitete Material zieht. Diejenige Belastung in Grammen dient als Maß für die Ritzhärte, bei welcher eine Strichbreite von $10 \mu = 0,01 \text{ mm}$ erzeugt wird.

Eine andre einschlägige Methode ist die Toulou-Rosiwalsche Abnutzbarkeitsprobe, die darin besteht, eine bestimmte Menge eines Schleifmittels (Normalkorundpulver mit $0,2 \text{ mm}$ Korngröße bzw. andre Schleifmittel, deren Verhältnis zu Normalkorundpulver man kennt) bis zur Unwirksamkeit auf einer ebenen, nicht polierten Platte des zu untersuchenden Minerals bzw. Gesteins zu verreiben. Der leicht festzustellende Gewichtsverlust des letztern wird auf Volumverlust umgerechnet. Setzt man die Härte von Korund = 1000, so erhält man nach Rosiwals Angabe folgende Zahlen für die Mohsschen Härtegrade.

Mohs:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rosiwal:	$\frac{1}{33}$	$\frac{1}{4}$	$4\frac{1}{2}$	5	$6\frac{1}{2}$	37	120	175	1000	140000.

In Anlehnung an die Hertz-Auerbachsche Methode der Härtemessung, die selbst noch nicht in die Praxis eingeführt ist, hat man vorgeschlagen, eine Stahlkugel oder einen Stahlkegel mit bestimmter Kraft gegen den Probekörper zu pressen und ihre Eindringungstiefe als Härtemaß zu nehmen.

4. Schmelzprobe.

Zuweilen kann die verschiedene Schmelzbarkeit der Mineralien, z. B. die nicht sehr schwere Schmelzbarkeit von Orthoklas gegenüber der sehr schwierigen von Quarz, zur Bestimmung von Gesteinsgemengteilen vorteilhaft mit herangezogen werden. Man behandelt dabei Splitter in der Platinpinzette vor dem Lötrohr oder im Bunsenbrenner, event. vor dem Gebläse.

v. Kobell stellte eine Schmelzbarkeitsskala von Mineralien wie folgt auf. 1. Antimonglanz und 2. Natrolith, in gröbern bzw. feinem Splittern schon am Saume eines Kerzenlichtes schmelzend. 3. Almandin, nicht am Kerzenlichte, aber leicht und in groben Splittern vor dem Lötrohre schmelzend. 4. Strahlstein und 5. Adular, vor dem Lötrohre in weniger feinen resp. feinem Splittern schmelzbar. 6. Bronzit, vor dem Lötrohre nur in den feinsten Spitzen abrundbar. Unschmelzbar vor dem Lötrohre ist z. B. Quarz.

Für genaue Untersuchung der Schmelzbarkeit, insbesondere zur Feststellung der Erstarrungsverhältnisse von Schmelzflüssen, bedient man sich der Wärmetönungen beim Kristallisieren und taucht ein Thermometer bzw. Pyrometer¹⁾ in die erkaltende Schmelze, um den Gang der Abkühlung durch

¹⁾ Das viel verwandte Pyrometer von Le Chatelier ist ein Thermolement aus Platin und Platin-Rhodium mit zugehörigem Galvanometer, das die Temperatur der eingetauchten Lötstelle anzeigt.

Beobachtungen nach kleinen Zwischenzeiten festzustellen. Beim Kristallisieren wird Wärme entwickelt, der Verlauf der Abkühlung also verzögert. In den Abkühlungskurven treten die Verhältnisse übersichtlich heraus (Fig. 128, 129).

Brun, Day und Allen, Dölter u. a. bestimmten die Schmelzpunkte einer Reihe wichtiger gesteinsbildender Mineralien. Als Beispiele seien angeführt: Kalkolivin 2100° ; Quarz 1575° ; Anorthit 1532° ; Enstatit 1520° ; Flußspat 1330° ; Akmit 965° ; Steinsalz 820° .

Öfter stört die Langsamkeit der Kristallisation bzw. der Verflüssigung.

Bei etwaigen Versuchen ist zu bedenken, daß reine Substanzen scharfe Schmelzpunkte haben, Gemische, deren Komponenten sich im Schmelzflusse ineinander lösen, meist bei niedrigerer Temperatur schmelzen als ihre Komponenten und keinen scharfen Schmelzpunkt, sondern ein Schmelzintervall

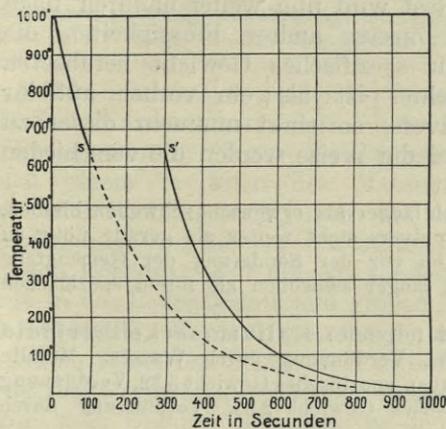


Fig. 128. Abkühlungskurve mit Anzeichen eines Erstarrungspunktes bei 640° .

Die punktierte Linie (auch der Fig. 129) stellt eine Abkühlung ohne Verzögerungen der Erkaltung dar.

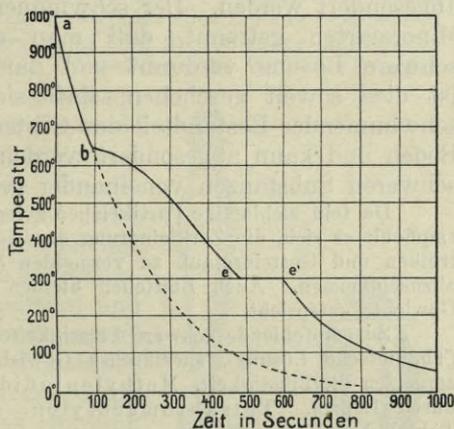


Fig. 129. Abkühlungskurve mit Anzeichen für Ausscheidungen von 640° ab und für Erstarrung des Schmelzrestes (Eutektikum) bei 300° (also Kristallisations- bzw. Schmelzintervall von $640-300^{\circ}$; Erstarrungspunkt des Eutektikums bei 300°).

zeigen mit Ausnahme des sog. eutektischen Gemisches (von bestimmter Zusammensetzung), welches bei genügend inniger Mischung wie die reinen Komponenten einen scharfen Schmelzpunkt hat. Höhere Schmelzpunkte als die der reinen Komponenten können vorkommen, wenn letztere chemische Verbindungen oder feste Lösungen bilden. (Vgl. Abschnitt IX, Reihenfolge der Mineralausscheidungen.) Amorphe Körper (z. B. Glas) erweichen allmählich, haben also keinen Schmelzpunkt. Im übrigen ist es nicht ausgeschlossen, daß die innere Reibung auch bei kristallisierten Substanzen beim Erhitzen sich so wesentlich verringert, daß ein bestimmter Moment des Flüssigwerdens äußerlich nicht beobachtet wird. Derartiges zeigt reines Eisen; es geht allmählich in den flüssigen Zustand über. Auch Albit und Kalifeldspat schmelzen und erstarren unscharf.

5. Trennung der Gesteinsgemengteile.

Um die Bestandteile von Gesteinen gesonderten Untersuchungen unterwerfen zu können, oder auch um ihr gegenseitiges Mengenverhältnis festzustellen, bedient man sich verschiedener Trennungsmethoden. Sie beruhen auf der Tatsache des verschiedenen spezifischen Gewichtes der Gemengteile

einer Gesteinsart, der Eigenschaft gewisser unter ihnen, vom Magneten angezogen zu werden, und auf verschiedener Angreifbarkeit der Bestandteile durch chemische Reagentien.

Diese Methoden sind am Gesteinspulver anzuwenden, in welche Form man die Proben durch Zerschlagen und Sieben mindestens bis zu derjenigen Korngröße bringt, in welcher die Gemengteile jeder für sich bestehen, also nicht noch mit andern verbunden sind.

a) **Die Trennung nach dem spezifischen Gewichte** wird vermittels schwerer Flüssigkeiten vollzogen. Man kennt einige Lösungen von so hoher Eigenschwere, daß viele Gesteinsgemengteile auf ihnen schwimmen. Die allerschwersten Bestandteile der Probe sinken in ihnen zu Boden und können durch Ablassen aus dem Trennungsgefäß oder Abgießen der Flüssigkeit abgesondert werden. Der schwimmende Rest wird nun weiter dadurch nach Mineralarten getrennt, daß man durch Zusatz anderer Flüssigkeiten die schwere Lösung verdünnt und damit ihr spezifisches Gewicht herabsetzt. Ist dies soweit geschehen, daß sie leichter ist als ein vorher auf ihr schwimmender Bestandteil des Gesteinspulvers, so sinkt nunmehr dieser zu Boden und kann abgesondert werden. Auf die Weise werden die verschiedenen schweren Substanzen voneinander getrennt.

Da fein mehrlartige Partikelchen gelegentlich länger als erwünscht schweben bleiben, empfiehlt es sich, die Zerkleinerung des Gesteinspulvers nicht weiter als gerade nötig zu treiben und Gesteinsstaub zu vermeiden bzw. ihn vor der Sonderung der Gemengteile abzuschlämmen. Auch Blättchen bleiben leicht länger schweben als ihrem spezifischen Gewichte entspricht.

Zu empfehlende schwere Flüssigkeiten sind folgende: Kaliumquecksilberjodid (Thoulet'sche Lösung), spezifisches Gewicht 3,196, Verdünnung durch Wasser. Metalle zersetzen die Flüssigkeit. Methylenjodid (Brauns), spezifisches Gewicht 3,32, Verdünnung durch Benzol. Tetrabromacetylen, spezifisches Gewicht 2,95, Verdünnung durch Toluol, Xylol oder dergl.

Auch Schmelzen lassen sich als Trennungsfüssigkeiten benutzen, so das von Retgers vorgeschlagene Thalliumsilbernitrat, das bei 75°, also in einem kochendem Wasserbade, schmilzt und eine klar bewegliche Flüssigkeit liefert. Spezifisches Gewicht 5. Verdünnung durch Wasser. Bei Gegenwart von Sulfiden nicht verwendbar. Sie scheiden Silber aus der Lösung ab. In solchen Fällen ist Thalliummercuronitrat anwendbar. Beide Schmelzen sind übrigens wegen ihres Thalliumgehalts sehr teuer (100 ccm kosten an 100 Mark). Biliger ist Silbernitrat (Schmelzpunkt 200°, spezifisches Gewicht 4,1); Verdünnung durch Kaliumnitratschmelze.¹⁾

Nebenher kann man bei diesen Trennungen auch das spezifische Gewicht der Gesteinsgemengteile bestimmen. Durch allmähliche Verdünnung kommt nämlich vor dem Ausfallen für jede Mineralart ein Zeitpunkt, in welchem sie in der Flüssigkeit schwebt; dann haben letztere und das Mineral gleiches spezifisches Gewicht. Mit Hilfe einer Westphalschen Wage kann man leicht und schnell die Eigenschwere der Flüssigkeit und somit das spezifische Gewicht der gerade schwebenden Substanz feststellen. Zum selben Zwecke kann man sich auch sog. Indikatoren bedienen, das sind Mineralstückchen oder künstliche Gläser, deren spezifisches Gewicht bekannt ist, und mit denen man im Gange der Trennungsarbeiten die Eigenschwere der Flüssigkeit leicht prüfen kann.

Ein von Goldschmidt und Rosenbusch angegebene, von Mineralienhändlern (z. B. Krantz in Bonn) zu beziehende Reihe solcher Indikatoren ist die folgende (die Zahlen bedeuten das spezifische Gewicht). Schwefel von Girgenti 2,070, Hyalit von Waltch 2,160, Opal von Scheiba 2,212, Natrolith von Brevig 2,246, Pechstein von Meßen 2,284, Obsidian

¹⁾ Bezugsquelle für reine Chemikalien z. B. E. Merck, Darmstadt.

von Lipari 2,362, Perlit aus Ungarn 2,397, Leuzit vom Vesuv 2,465, Adular vom St. Gothard 2,570, Elaeolith von Brevig 2,617, Quarz von Middleville 2,650, Labradorit von Labrador 2,689, Kalkspat vom Rabenstein 2,715, Dolomit von Muhrwinkel 2,733, Dolomit von Rauris 2,868, Prehnit von Kilpatrick 2,916, Aragonit von Bilin 2,933, Aktinolith vom Zillerthal 3,020, Andalusit von Bodenmais 3,125, Apatit von Ehrenfriedersdorf 3,18. Indikatorgläser von Schott und Gen. in Jena haben ein spezifisches Gewicht von 3,15—2,48.

Man hat für die Sonderung der Gesteinsgemengteile nach dem spezifischen Gewichte allerlei Gefäße angegeben.¹⁾ Es empfiehlt sich die Benutzung von schlank ballonförmigen, unten in eine Röhre auslaufenden Glasbehältern, die mit Ablaufhahn versehen und oben durch Glasstöpsel verschlossen sind. Die Scheidung wird durch Schütteln begünstigt. Sonst kann man auch durch Umrühren gute Resultate erzielen und einfach einen Trichter mit Hahn am Röhrende benutzen. Auch das Doppelgefäß Fig. 131 tut gute Dienste. Man trennt zunächst das auf beide Schenkel verteilte Pulver in Leicht (oben) und Schwer (unten). Da aber besonders bei feinem Pulver Leicht (*L*) noch etwas Schwer (*s*) enthält und umgekehrt, so wiederholt man nach dieser ersten Trennung die Scheidung, indem man durch passende Hahnöffnung und Schräghalten des Gefäßes alles *L*+*s* in dem rechten Schenkel vereinigt, *S*+*l* in dem linken. Durch Schütteln wird die Trennung von Schwer und Leicht weiter geführt und durch verschiedentliche Wiederholung das Verfahren beendet.

Bekanntermaßen werden bei Bodenuntersuchungen oft Schlämmprozesse zur Sonderung der Bestandteile angewandt. Zuvor trennt man letztere (meist nach einem Trocknen des Materials zum Zwecke leichterer Zerkrümelung) nach der Korngröße unter Anwendung von Sieben, am besten von solchen mit runden Löchern. Auf die Art sondert man die Ackererde in das Bodenskelett (die groben Bestandteile) und die Feinerde (Korngröße unter 2 mm Durchmesser). Bei dem folgenden Schlämmen dieser feinen Bestandteile bzw. eines künstlichen Gesteinspulvers kann man z. B. Gefäße benutzen, in denen das Gemisch durch einen eingeleiteten Wasserstrom aufgewirbelt wird. Gewisse Gemengteile erheben sich höher als andre und sinken beim Aufhören der Strömung langsamer zu Boden als letztere. Bei konstantem Strom gelingt es also z. B., erstere über den Rand des Gefäßes durch Überlauf oder durch ein Rohr wegzuspülen, bei Verstärkung des Wasserstroms können andre Gemengteile denselben Weg gehen, und auf die und andre ähnliche Weise läßt sich ein Gemenge trennen. Umgekehrt kann man die Absatzgeschwindigkeit zur Sonderung benutzen, indem man z. B. nach dem Aufwirbeln eine abgemessene Zeit lang absetzen läßt und den noch schwebenden Teil durch ein unteres Seitenrohr mit dem Wasser abzapft. Einen brauchbaren schnellen Überblick ergibt das Absetzenlassen einer abgewogenen und gekochten Menge (etwa 10 g) in dem langen, mit Einteilung versehenen Halse einer mit ihrem kugligen Behälter nach oben gekehrten Bennisen-Flasche.

Es stellt sich bei Anwendung des Schlämmverfahrens bald heraus, daß eine Trennung nach dem spezifischen Gewichte, also nach der mineralogischen Art der Gemengteile, im allgemeinen nicht zustande kommt. Die Transportfähigkeit im Wasserstrom und umgekehrt auch die Schnelligkeit des Absetzens hängt nämlich zwar vom spezifischen Gewichte ab, dabei ist aber auch die Stärke der Reibung der Teilchen am Wasser, also die Größe der Oberfläche, wesent-

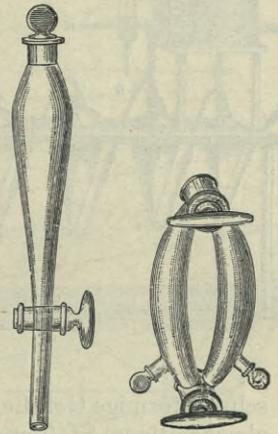


Fig. 130 und 131.
Trennungsgefäße.

¹⁾ Bezugsquelle z. B. Dr. Rob. Muencke, Berlin.

lich. Je bedeutender letztere verhältnismäßig ist, um so leichter werden die Teilchen fortgeführt, um so schwerer setzen sie sich ab. So kann es also kommen, daß verhältnismäßig schwere, aber dünn blättchenförmige Körper, wie Glimmer, sich leicht abschlämmen lassen, während spez. leichtere, aber rundliche Bestandteile, z. B. Quarz, zurückbleiben. Immerhin kann die Schlammmethode unter Berücksichtigung solcher Verhältnisse öfter mit Vorteil verwandt werden. Größere, sehr zweckmäßige Apparate zur Aufbereitung gebraucht man vielfach im hüttenmännischen Betriebe.

Zur Sonderung sehr schwerer Bestandteile, z. B. Gold, Platin, Eisenkies usw., von leichtern Materialien, etwa Quarz, wird besonders zum Zwecke einer schnellen vorläufigen Kenntnisnahme, bei Erzuntersuchungen im Felde der sog. Sichertrog gebraucht. Es sind flache, rundliche oder längliche,

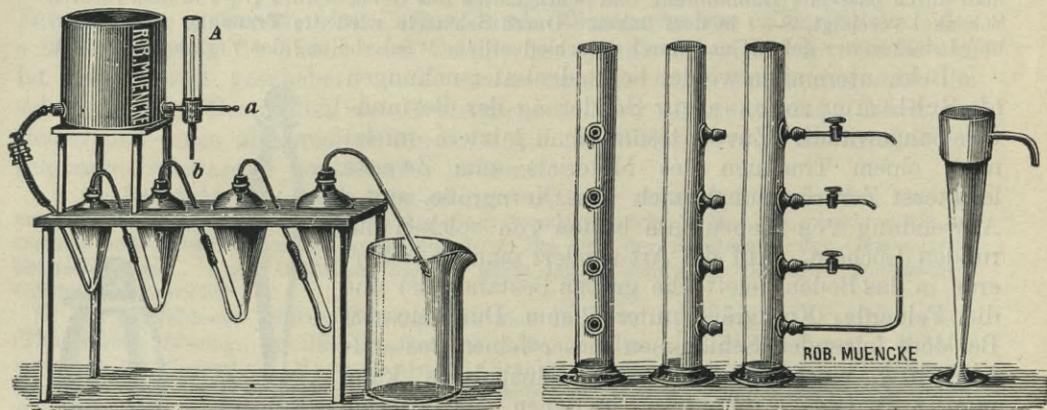


Fig. 132 und 133. Schlammgefäße.

schalenförmige Gefäße, meist aus Holz, in denen beim Spülen mit Wasser unter gleichzeitigem Stoßen des Gefäßes schwere und leichte Bestandteile sich trennen.

Schließlich sei erwähnt, daß man statt durch einen Wasserstrom auch durch einen Luftstrom Trennungen der Bestandteile eines Pulvers vornehmen kann (Windsichtung).

b) **Magnetische Trennung.** In neuerer Zeit sondert man im Großbetriebe die magnetischen oder durch Rösten magnetisch gemachten Eisenerze, z. B. gerösteten Eisenspat, mit gutem wirtschaftlichen Erfolge von ihren „tauben“, eisenfreien Beimengungen. Ähnlich hat man schon längere Zeit bei wissenschaftlichen Untersuchungen die Eigenschaft mancher Mineralien, vom Magneten angezogen zu werden, zu ihrer Trennung von nicht magnetischen Körpern benutzt. Sehr leicht gelingt es, Magneteisenerz aus einem Gesteinspulver herauszuziehen. Oft kann das schon durch eine magnetische Nadel geschehen. Durch Abänderung der magnetischen Kraft kann man sogar eine förmliche Stufenreihe der Trennung vor sich gehen lassen. Besonders geeignet sind in der Hinsicht Elektromagnete, deren Stärke ja leicht geregelt werden kann. Zuweilen ist Trennung unter Wasser angebracht um Ballungen zu verhindern.

c) **Chemische Trennung.** Sind einzelne Bestandteile leicht löslich, wie Karbonate in Salzsäure, so lassen sie sich aus einem Gemische durch Zerstörung entfernen. Von Flußsäure werden gewisse Mineralien, z. B. Zirkon, nicht angegriffen, andre Silikate sind in der Säure in verschiedenem Grade

löslich. Durch rechtzeitige Beendigung des Verfahrens können hiernach bestimmte Bestandteile noch frisch oder fast so gelassen werden, während andre schon zerstört und gelöst sind.

In wechselnder Art wird man je nach den Umständen verschiedene der mannigfaltigen chemischen Reagentien, z. B. auch Schmelzen (so Kaliumnatriumkarbonat zur Sonderung von Korund oder Spinellen), für die in Rede stehenden Zwecke verwenden.

6. Feststellung des Mengenverhältnisses der Gesteinsbestandteile.

Außer der Erkennung, welche Arten von Mineralien am Aufbau eines Gesteins teilnehmen, ist natürlich von großem Interesse und praktischer Wichtigkeit, das Mengenverhältnis der Bestandteile beurteilen zu können. Nach Ausübung der oben geschilderten Trennungsmethoden kann dies dadurch geschehen, daß man die Gewichtsverhältnisse der gesonderten Gesteinsteile feststellt. Ist die Trennung auf chemischem Wege unter Zerstörung eines oder mehrerer Bestandteile erfolgt, so läßt sich öfter durch analytische Bestimmungen ein Schluß auf die Menge des vernichteten Gemengteils ziehen, z. B. aus der Menge von Kohlensäure die von Kalkspat, von Phosphorsäure die von Apatit usw. erschließen.

Eine geometrische Methode für den in Rede stehenden Zweck ist nach dem Vorgange von Dellese durch Rosiwal angegeben. (Geometrische Gesteinsanalyse.) Der Flächenanteil, welchen die Bestandteile an einem Schliffe nehmen, entspricht dem Volumanteil am Aufbau des Gesteins. Eine einfache Art der Untersuchung besteht nun darin, eine möglichst lange, im übrigen beliebige Linie (Indikatrix) über die Schlifffläche zu ziehen und auf ihr messend zu erschließen, wie groß der Anteil der gleichartigen Gemengteile an ihr ist (Fig. 134). Der Flächenanteil eines Minerals entspricht der Summe der Indikatrixlängen seiner Durchschnitte. Das Verhältnis der einem Mineral zugehörigen Indikatrixstrecke zur Länge der ganzen Indikatrix beziffert den volumetrischen Anteil des Minerals am Gestein. Die Sicherheit wächst natürlich mit der Länge der Leitlinie; soll 1% Genauigkeit erreicht werden, so muß die Indikatrix 100 mal länger sein als die mittlere Korngröße.

Bei grobem Korn kann man diese Methode mit Hilfe von angeschliffnen Flächen, über welche man eine feine Linie zieht, ausüben, bei feinerem Gefüge benutzt man den Dünnschliff, wobei als Indikatrix Tuschlinien auf

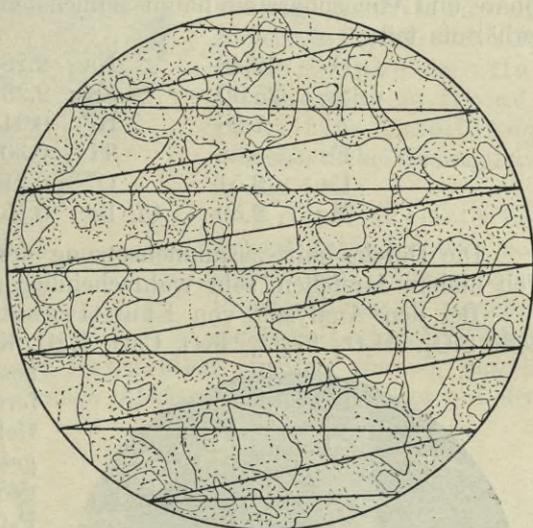


Fig. 134.

Bestimmung des Mengenverhältnisses der Quarzkörner, der Grundmasse (Calciumhydroxylsilikat) und der Poren bei einem künstlichen Kalksilikat-Sandstein mittels der Indikatrix.

dem Deckglase oder besser die verschiebbare Skala eines Hirschwaldschen Okulars¹⁾ dienen kann. Natürlich läßt sich die Bestimmung auch bequem auf naturgetreuen Abbildungen ausführen.

VII. Gemengteile der Gesteine.

1. Allgemeine Verhältnisse.

a) **Allgemeine chemische Zusammensetzung der Gemengteile.** Von den bekannten, etwa 70 Elementen beteiligen sich in wesentlicher Menge am Gesteinsaufbau nur wenige. Nach Berechnungen von F. W. Clarke nehmen an der chemischen Zusammensetzung der äußern Lithosphäre, der Hydrosphäre und Atmosphäre die hauptsächlichsten Elemente in folgendem Gewichtsverhältnis teil:

O	49,48	Na	2,28	P	0,09
Si	25,30	K	2,23	Mn	0,07
Al	7,26	H	0,94	S	0,04
Fe	5,08	Ti	0,30	Ba	0,03
Ca	3,51	C	0,21	N	0,01
Mg	2,50	Cl, Br	0,15	Cr	0,01

Die Durchschnittszusammensetzung der ganzen Erde würde sich gewiß weit anders darstellen, sehr wahrscheinlich zumeist Eisen aufweisen.

Bei den Analysen von Eruptivgesteinen spielen die bedeutsamste Rolle SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O . Das sind die Hauptbestandteile, die zumeist zu Silikaten, ferner zu Oxyden verbunden sind. Der Gehalt an SiO_2 wechselt bei Eruptivgesteinen von etwa 30–80%. In untergeordneter Menge kommen vor H_2O , P_2O_5 als Phosphat, TiO_2 als Titanat und Oxyd. Bei vielen Analysen erkennt man noch Cl, Fl, ZrO_2 , B_2O_3 , Li_2O , BaO und S. Besonders Sandberger hat auf die Verbreitung geringer Mengen von Metallen, wie z. B. Cu, in den Gesteinen hingewiesen.

Bei den Sedimenten finden sich, falls klastisches Material vorliegt, im allgemeinen die chemischen Stoffe der Eruptivgesteine wieder. Bei den Ausscheidungssedimenten jedoch trifft man hauptsächlich Karbonate, Sulfate,

Chloride, Kieselsäure (SiO_2) und andre Oxyde sowie Hydroxyde an, in den Kohlen, Erdöl und Asphalt hat man verwickelte Verbindungen hauptsächlich von C, H, O, N.



Fig. 135. Kristalle und Glas, Bestandteile eines Basaltes (Limburgites) von Sasbach, Kaiserstuhl (Baden).

¹⁾ Zu beziehen vom Mechaniker R. Fueß, Steglitz b. Berlin.

Die kristallinen Schiefer besitzen zum Teil die Zusammensetzung von Eruptivgesteinen, zum Teil von Sedimentgesteinen. H. Rosenbusch hat diese Verhältnisse benutzt, um den ursprünglichen Charakter solcher metamorphen Gesteine zu ermitteln.

b) Gestalt der Gemengteile.

Die Gemengteile der Gesteine gliedern sich in kristallisierte und amorphe.

Die kristallisierten Bestandteile zeigen entweder kristallographische Umgrenzungen durch ebene Flächen (automorphe = idiomorphe = eigengestaltige Ausbildung) wie zumeist in Fig. 135 oder nicht (xenomorphe = allotriomorphe = fremdgestaltige Ausbildung) wie sämtliche Gemengteile in Fig. 136.

Kristallskelette liegen vor, wenn Kristalle sich nicht mit vollkommener Raumerfüllung, sondern lückenhaft entwickelt haben

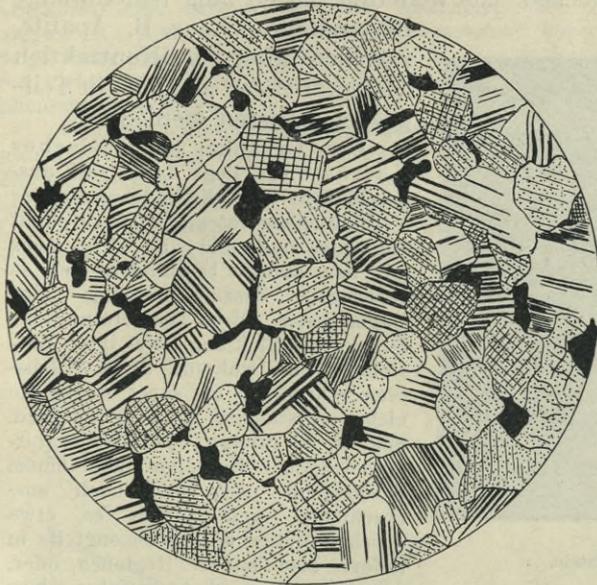


Fig. 136. Allotriomorphe Gemengteile. Plagioklas-Augitknolle aus Basaltuff vom Habichtswalde (Hessen).

(Fig. 137). Hier mögen auch die sog. Dendriten erwähnt werden, dunkle (eisen-, auch manganhaltige), moosförmige Absätze aus Sickerwasser auf den Wänden enger Gesteinsspalten, z. B. in Kalkstein oder Sandstein (Fig. 138).

Häufig sind idiomorphe Gemengteile nachträglich umgestaltet. In Eruptivgesteinen geschieht dies z. B. durch magmatische Korrosion. Besonders die früh ausgeschiedenen Gemengteile von vulkanischen Gesteinen, wie Quarze in Porphyren, Olivine und Hornblenden in Basalten, werden gelegentlich vom Magma wieder aufgelöst. Die völliger Resorption entgangenen Individuen bieten vielfach eigenartige, lappige Umgrenzungen infolge dieses Vorgangs dar und werden dann wohl Kristallskeletten ähnlich, mit denen man sie also leicht verwechseln kann. Zuweilen hat man Gelegenheit, die in sich umgewandelte oder aufgelöste und mit dem Magmarrest mehr oder minder stark vermischte Substanz am Rande des korrodierten Gemengteils wieder auskristallisiert zu finden. In der Art werden manche

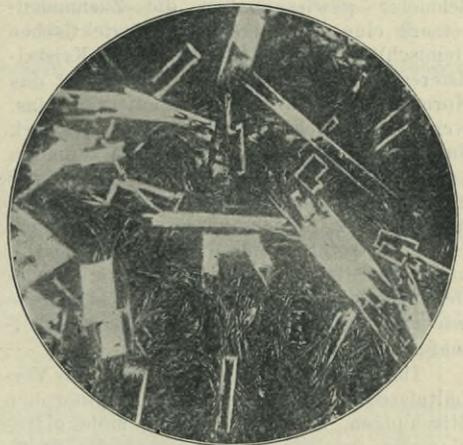


Fig. 137. Kristallskelette von Feldspat (helle Durchschnitte) in Basalt von Gottsbüren, Reinhardswald (Hessen).

dunkeln Augit-Magnetit-Ränder um Hornblenden und Biotite, Augitkränze um Quarze und andre Erscheinungen erklärt.

Manche Gemengteile, die in fließenden Magmen transportiert werden, verlieren ihre Form durch Zerbrechen, und weiterhin mögen lang nadelförmige Bestandteile, wie z. B. Apatite, zuweilen infolge der Kontraktion des erkaltenden Magmas in Teilmglieder zerrissen werden.



Fig. 138. Dendriten auf Sandstein.

Vermischung der Schmelze mit aufsteigenden heißern Magmentteilen zur Erhöhung der Wärme, so wird natürlich der Kristallisationsprozeß rückläufig, und es werden entsprechend der jetzt wieder größern Lösungsfähigkeit des die Kristalle umgebenden Schmelzflusses die Ausscheidungen ganz oder zum Teil resorbiert.

Ferner kann folgender Umstand für Korrosionen in Betracht kommen. Wie unter den Petrographen besonders Vogt betont, strebt eine kristallisierende gemischte Schmelze gewissermaßen die Zusammensetzung eines Normalgemisches (eutektisches Gemisch) an und reinigt sich beim Kristallisieren vom Überschuß. In Fig. 140 ist das Normalgemisch zweier Komponenten, das, wenn es erreicht ist, als solches erstarrt, durch Punkt *E* gekennzeichnet. Es kann nun vorkommen, daß die alleinige Ausscheidung eines ursprünglich im Überschuß vorhandenen Körpers *A* sich abnormerweise noch etwas fortsetzt, wenn das eutektische Gemisch bereits erreicht ist. Später kann in der Schmelze das zu viel Ausgeschiedene wieder resorbiert werden, da es ja gewissermaßen nicht zu Recht besteht.

Theoretisch übersichtlich liegen die Verhältnisse auch bei sogenannten isomorphen Mischungen, Kristallen, die ein molekulares Gemenge zweier chemisch verwandter Stoffe [z. B. $(\text{MgO})_2\text{SiO}_2$ und $(\text{FeO})_2\text{SiO}_2$] darstellen. Eine Schmelze der Zusammensetzung etwa des Punktes *a* der Fig. 141 scheidet bei ihrer Abkühlung Kristalle der Zusammensetzung *b* aus.

Bei weiterem Sinken der Temperatur sind aber nicht mehr die *b*-Mischkristalle, sondern etwa die *d*-Mischkristalle mit der Restschmelze *c* im Einklang und schließlich nur *f*-Kristalle. Die *b*- bzw. *d*-Kristalle werden also wieder aufgelöst. Geschieht dies,

Die Ursache magmatischer Korrosionen liegt darin, daß ausgeschiedene Kristalle im Magma unter Verhältnisse geraten, denen sie nicht angepaßt sind. Sie sind nicht mehr mit den äußern Umständen, sei es chemische Zusammensetzung des Magmarestes, sei es Temperatur oder Druck, im Einklang. Bei ihrer Entstehung und während ihres Wachstums waren sie es, sonst wären sie nicht entstanden und gewachsen. Sind z. B. infolge von Temperaturerniedrigung Mineralien aus einem Schmelzfluß nach und nach ausgeschieden und kommt es, etwa durch Absinken dieser Gemengteile in tiefere, also heißere Regionen, oder, wie Milch hervorhob, zufolge einer

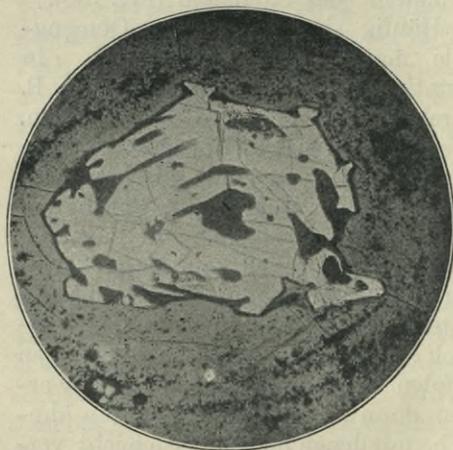


Fig. 139. Magmatisch korrodierter Olivin in Basaltglas vom Sesebühl bei Dransfeld (Hannover).

z. B. wegen kurzer Resorptionszeit infolge schneller Abkühlung, zu langsam, so bleibt ein korrodierter Rest bestehen. — Ein Entweichen von Dämpfen kann gleichfalls das chemische Gleichgewicht verschieben und Resorptionen alter Ausscheidungen veranlassen. Daß sich Resorptionen gerade häufig in vulkanischen Ergüssen zeigen, mag darin begründet sein, daß bei ihnen als Oberflächengesteinen die Wiederaufnahme unbeständiger Kristallisationen wegen schneller Abkühlung oft nicht vollendet wird. Die sehr langsam die Wärme abgebenden „Tiefengesteine“ haben Zeit genug zur Erreichung des endgültigen Gleichgewichts, führen also die Resorptionen zu Ende falls nicht Umhüllungen von nicht beständigen Kernen durch beständige Schalen (Zonenstruktur) die alten Ausscheidungen schützen.

Ursprünglich allotriomorphe Entwicklung von Gemengteilen der Eruptivgesteine ist besonders bei unterirdischer Verfestigung großer Magmenmassen häufig; sie wird sich durch die gegenseitige Hemmung der Formentwicklung bei der Ausscheidung der einzelnen Gemengteile erklären, die sich besonders bei der Bildung der jetzigen Randteile der Kristalle, die natürlich zuletzt vor sich ging, wechselseitig berührten. Vor allem bei den zum Schluß ausgeschiedenen Bestandteilen macht sich das naturgemäß am meisten geltend.

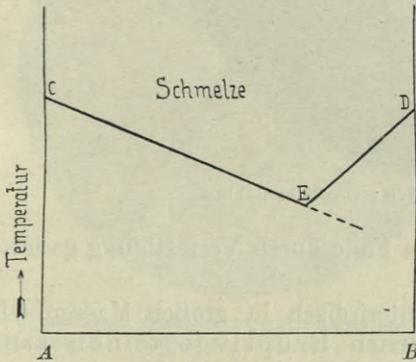


Fig. 140.

CE = Ausscheidung von A; DE = Ausscheidung von B; --- abnorme Ausscheidung von A.

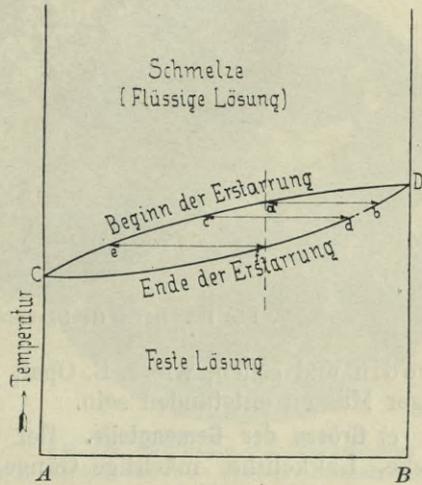


Fig. 141.

Schema einer Ausscheidung isomorpher Mischungen aus einer Schmelze.

In Sedimentgesteinen ist insbesondere bei den klastischen Sedimenten, z. B. Sandsteinen, allotriomorphe Entwicklung der Mineraltrümmer sehr verbreitet und auch leicht verständlich, da solche Bestandteile ja mechanisch zerstörte Gemengteile anderer Gesteine vorstellen.

Häufig macht sich der Gebirgsdruck in einer mechanischen Formänderung der Mineralien in Gesteinen geltend. Als Beispiel möge das Dünnschliffbild eines Gabbros dienen, dessen Gemengteile von einem förmlichen Zertrümmerungsschutt umgeben sind (Fig. 142).

Mikrolithe nennt man mikroskopisch kleine nadelförmige Kristalle bestimmbarer oder unbestimmbarer Art. Hierher rechnen auch die Trichite, haarförmig gekrümmte Mikrolithe, die zuweilen in natürlichen Gläsern beobachtet werden (Fig. 143).

Kristallite werden eigenartige kleine Bildungen genannt, die sich in Formen, ähnlich denen von Bakterien, als Kügelchen (Globulite), Perlschnüre (Margarite), Stäbchen (Longulite) darstellen und zuweilen wohl für eine Art

Übergangsstadium vom kristallisierten zum amorphen Zustand angesehen werden. Sie finden sich häufig in glasreichen Gesteinen (Fig. 143).

Amorphe Gesteinsgemengteile sind entweder hyalin, d. h. sie bestehen aus Glas und sind dann mithin aus dem Schmelzfluß gebildet, oder

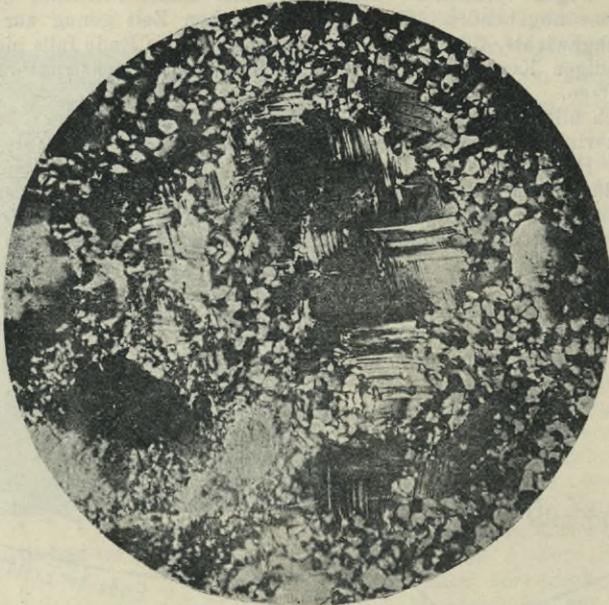


Fig. 142. Durch Gebirgsdruck innerlich zermalmtter Gabbro.

porodin und sollen, wie z. B. Opal, in dem Falle durch Verfestigung gallertartiger Massen entstanden sein.

c) **Grösse der Gemengteile.** Bei den unterirdisch in großen Massen (als Stöcke, Lakkolithe, mächtige Gänge) erstarrten Eruptivgesteinen kann man im allgemeinen die Hauptgemengteile mit bloßem Auge voneinander unterscheiden, ja manche Bestandteile werden mehrere Zentimeter, selbst über

zolllang. Zuweilen erscheinen Riesenstrukturen mit zum Teil fuß-, ja metergroßen Kristallindividuen, so z. B. bei den Pegmatiten der Granite. In den Black Hills von Dakota hat man derartige Gesteine gefunden mit Feldspaten und Quarzen, die mehrere Fuß dick sind, dazu Lithiumaugite bis 12 m lang und 1 m stark. Bei den oberirdisch erstarrten Eruptivgesteinen, auch bei schmalen Gängen, hat man meist dichteres Gefüge, wobei jedoch oft größere Kristalle in einem feinern Untergrunde eingebettet sind.

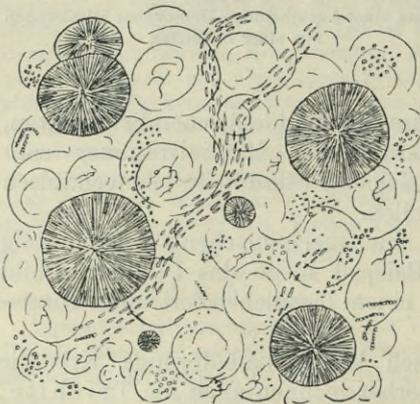


Fig. 143. Gesteinsglas (Perlstein) mit Sphärolithen, Trichiten und Kristalliten.

Bei Sedimenten sind Conglomerate und Breccien, auch sog. Arkosen grob gebaut. Oft sind die Sedimente recht dicht ohne makroskopisch erkennbare

Einzelgemengteile, so Tone, viele Kalksteine, Quarzite. Unter den Ausscheidungssedimenten erweist sich Steinsalz öfter, Kalisalz zuweilen sehr großkörnig. Gelegentlich gewahrt man auch einzelne große Kristalle oder Kristallgruppen in makroskopisch unauflöslichem Untergrunde, z. B. große Gipskristalle in dichtem Gips oder in Ton.

Bei vielen kristallinen Schiefen, wie Gneissen und Glimmerschiefern und manchen sog. Einlagerungen hat man in der in Rede stehenden Hinsicht Verhältnisse, die an die in der Tiefe erstarrter Eruptive erinnern, bei andern hingegen, so bei den Phylliten, ähneln diese Umstände mehr denen bei Sedimenten. Zuweilen liegen auffallend große Kristalle z. B. von Granat, auch Turmalin in Glimmerschiefern.

Ausdrücke wie grobkörnig, großkörnig, mittelkörnig, feinkörnig, dicht erklären sich nach obigem von selbst.

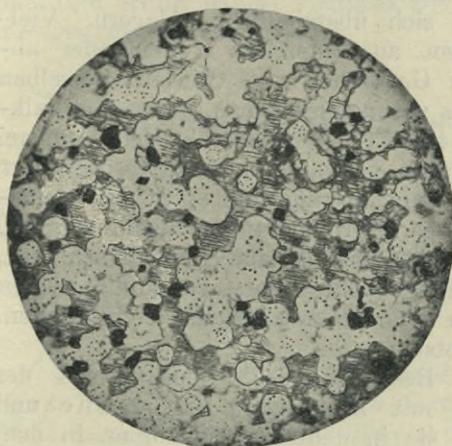


Fig. 144. Leuzit (runde, helle Durchschnitte) mit „Kornkränzchen“ in Basalt von Capo di Bove bei Rom.



Fig. 145. Feldspate mit Zonenstruktur in einem Andesit von Ilve Mare (Siebenbürgen).

d) **Struktur der Gemengteile.** Die Substanz der Mineralien ist selten ganz rein. Vielfach beobachtet man in ihnen Einschlüsse, und zwar sowohl fester als auch flüssiger oder gasförmiger Art. Bei Kristallisationen z. B. aus dem Schmelzfluß umschließen sich gelegentlich die Ausscheidungen, und da natürlich das eingeschlossene Material das ältere ist, so kann man aus diesen Verhältnissen Schlüsse auf die Abscheidungsfolge der Gemengteile von Eruptivgesteinen machen. Gelegentlich sind Magmenteilchen von wachsenden Kristallen umschlossen und zu Glas erstarrt.

In vielen Fällen sind feste Einschlüsse in Mineralien sekundärer Art, und zwar insbesondere von wandernden Gewässern abgesetzt. So ist es wohl bei den Eisenoxydteilchen der Fall, die manche Feldspate rot färben.

Flüssigkeitseinschlüsse vielfach rundlicher und länglich schlauchartiger Form sind in Mineralien eruptiver und sedimentärer Gesteine gleichfalls recht verbreitet. Ihre Flüssigkeitsnatur wird besonders dann deutlich, wenn sich in ihnen eine bewegliche Libelle zeigt. Man hat den chemischen Nachweis liefern können, daß die Flüssigkeiten oft wässrige Lösungen von Chloriden und Sulfaten der Alkalien, auch alkalischer Erden vorstellen, und in manchen solchen Einschlüssen, besonders in Quarzen, auch Olivinen, hat man flüssige Kohlensäure

erkannt. In dem Falle ist die Libelle des Einschlusses beim Erwärmen auf 31° C (kritische Temperatur der Kohlensäure) verschwunden, um beim Abkühlen bei derselben Temperatur wieder zu erscheinen.

Vielfach bestehen die Einschlüsse aus Gasen. Sie zeichnen sich unter dem Mikroskop durch einen starken, dunkeln Totalreflexionsrand aus, der bei flüssigen und festen Einschlüssen weniger zur Geltung kommt, weil hier die Brechungsexponenten von Einschluß und Wirt (dem einschließenden Mineral) sich im allgemeinen näher stehen.

Nicht selten sind Einschlüsse in Mineralien zonar angeordnet. Es haben sich Perioden des Kristallwachstums gefolgt, in denen reine und andererseits einschlußreiche Substanz abgelagert wurde, was auf sich ändernde Wachstumsbedingungen, z. B. auf verschieden schnelle Substanzzufuhr zum Kristall hindeutet.

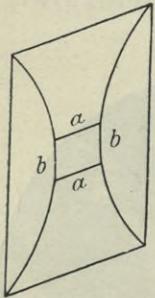


Fig. 146. Schema eines Sanduhraugites.

Zonenstruktur kommt auch dadurch oft zustande, daß verschiedene Substanzen sich übereinander ablagern. Vielfach bestehen die Zonen aus chemisch voneinander abweichenden, molekularen Gemischen von Gliedern derselben Mineralart, z. B. einerseits von natronreichen, andererseits kalkreichen Feldspaten (Fig. 145). Periodenweise hat sich dann um einen Kern ungleiches, aber verwandtes Material abgesetzt. Im übrigen findet auch der eigenartige Fall statt, daß gleichzeitig chemisch verschiedene, aber verwandte Substanzen sich an verschiedenen Stellen desselben Kristalles niederschlagen,

wie man es bei Augiten beobachtet hat. So sind bei dem Sanduhraugit (Fig. 146) die Sektoren *a* und *b* zwar zugleich entstanden, aber chemisch verschieden zusammengesetzt.

e) **Entstehungsort der Gemengteile.** Bezüglich des Ursprungsorts der Gesteinsgemengteile unterscheidet man mit Kalkowsky authigene und allothigene Bestandteile, je nachdem sie in dem Gesteinskörper, in dem sie sich nunmehr befinden, oder in andern Gesteinsmassen entstanden sind. Die normalen Gemengteile von Eruptivgesteinen sind authigen; sie können zwar z. B. im Lavafluß transportiert sein, sind aber im Magma des betreffenden Gesteins kristallisiert. Die klastischen Bestandteile von Sedimentgesteinen sind allothigen, denn sie rühren von der Zerstörung anderer Gesteine her.

f) **Art der Gemengteile.** Die Gesteine bestehen entweder nur aus einem einzigen charakteristischen Gemengteil (einfache Gesteine), wie z. B. Quarzit aus Quarz, oder aus mehreren (gemengte Gesteine), wie Gabbro aus Plagioklas und Diabas. Akzessorische Gemengteile sind nicht wesentlich zur Charakterisierung größerer Gesteinsgruppen, können aber zur Bezeichnung von Unterabteilungen dienen, wie etwa der Granat in gewissen Gneissen, die man Granatgneiße nennt. Als akzessorische Bestandmassen bezeichnet man Mineralaggregate in Gesteinen, die zur Charakterisierung der betreffenden Gesteinsgruppe nicht wesentlich sind. Dahin gehören die sog. Konkretionen vieler Sedimente: Kristallgruppen, z. B. von Eisenkies in Tonen, linsenförmige, kugelige, brotlaibförmige, knollige, plattige Massen, z. B. von Kalk in Löß (Lößkindel, Lößpuppen), von Mergel in Ton, Feuerstein in Mergel, von stark sandhaltigen Kalkspatkristallen (sog. kristallisiertem Sandstein) oder von Schwerspat in Sand; man nennt sie Septarien, wenn sie rundlich und innerlich zerklüftet sind. Die Risse letzterer sind durch

Schrumpfung infolge Austrocknens entstanden und reichen nicht ganz bis zur Oberfläche der Gebilde. Septarien haben zuweilen beträchtliche Dimensionen; es gibt solche von Fuß- und Meter-Durchmesser, ja bis 3 m große hat man gefunden.

Die Konkretionen sind von innen nach außen gewachsen. Oft hat sich ihr Material um Versteinerungen abgesetzt. Sekretionen andererseits sind teilweise oder gänzliche Ausfüllungen von Hohlräumen und durch Absätze von Substanzen aus in den Gesteinen wandernden Lösungen entstanden. Natürlich hat sich das Material zuerst an den Wänden der Hohlräume abgelagert. Sekretionen sind also von außen nach innen gewachsen. Je nach der rundlichen oder länglich plattenförmigen Gestalt der die Form der Sekretionen bedingenden Hohlräume kommt es zur Bildung von Mandeln (Geoden) oder Gängen (auch Adern genannt). Bekannte Mandelbildungen sind die Achatabsätze in Melaphyren von Oberstein an der Nahe, die häufig noch nicht den ganzen Hohlraum erfüllt haben, vielmehr frei ins Innre ragende Kristalle von Quarz, eine Quarzdruse, beherbergen.

2. Die wichtigsten Gemengteile der Gesteine.¹⁾

Kieselgruppe. Quarz. SiO_2 . Von Säuren greift ihn nur Flußsäure an. Fast unzerstörbar durch Atmosphärien, mithin wetterfest. In staubförmiger Verteilung, also bei großer Oberfläche, beträchtlich angreifbar durch kochende

Alkalilauge, selbst durch Alkalikarbonat-Lösungen. Hexagonal. In porphyrischen Gesteinen (als Einsprengling) oft idiomorph (Fig. 147).²⁾ Vielfach dann durch magmatische Korrosion verrundet und mit Einbuchtungen versehen (Fig. 148). In körnigen Eruptivgesteinen und kristallinen Schieferen allotriomorph, ebenso meist in Sedimenten. Keine deutliche Spaltbarkeit. Härte 7 (härter als Stahl). Spezifisches Gewicht 2,65. Schmelzpunkt 1575° , jedoch über

1000° nicht mehr stabil; wandelt sich dann in Tridymit um, der bei 1575° schmilzt.³⁾ Auf den Bruchflächen oft Fettglanz, sonst glasglänzend. Farblos oder gefärbt, zuweilen bläulich (wohl zufolge gleichmäßig sehr fein verteilter Einschlüsse, entsprechend der blauen Farbe von Rauch in Luft oder von dünnen Seifenlösungen), auch rötlich infolge eingelagerten Eisenoxys. Im Dünnschliff klar durchsichtig, Brechung $o = 1,548$, $e = 1,558$, gleich der des Kanadabalsams. Zirkularpolarisation im Schliff nicht wahrnehmbar, daher in Schnitten senkrecht zur Hauptachse isotrop erscheinend. Doppelbrechung positiv, schwach, natürlich mit der Richtung in Stärke wechselnd. Die

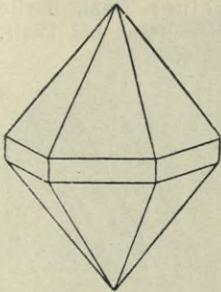


Fig. 147. Quarz.

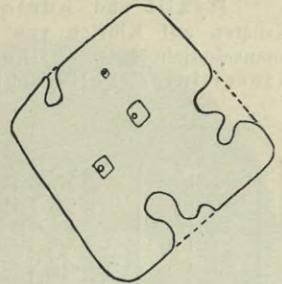


Fig. 148. Quarzdurchschnitt. Magmatische Korrosion. Der Quarzform entsprechende Flüssigkeitseinschlüsse.

¹⁾ Tabellen zur Mineralbestimmung in Fuchs-Brauns, Anleitung zum Bestimmen der Mineralien. 1907.

²⁾ Mit der warzenartigen Form hängt wahrscheinlich der alte Bergmannsname für das Mineral zusammen (Gewarz, Quarz).

³⁾ An optischen Merkmalen erkennt man schon bei 550° eine Modifikationsänderung.

kräftigsten Polarisationssteine höher als bei Orthoklas. Phosphoresziert beim Reiben im Dunkeln (chinesische Wunderketten, die beim Schütteln leuchten).

Oft Einschlüsse von Flüssigkeiten und Gasporen, bei Oberflächengesteinen auch solche von Glas oder „Grundmasse“ (d. h. frühern Magmenteilchen, die sich wie die Grundmasse entwickelt haben), zuweilen in der Kristallform des Quarzes erscheinend und dann parallel zu dessen vorhandener oder möglicher Kristallgestalt gelagert (Fig. 148).

Vorkommen: häufig in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen, Sedimenten.

Tridymit ist gleichfalls SiO_2 , indes in rhombischer Gleichgewichtslage. Löslich in Alkalilauge. Er bildet kleine, oft mikroskopische, sechsseitige Blättchen, auf denen man schwache Doppelbrechung bemerkt, die sich beim Erhitzen über 130° , infolge Umschlags des Systems ins Hexagonale, verliert und beim Erkalten zurückkehrt. $n = 1,48$. Härte 7. Spezifisches Gewicht 2,3. Schmelzpunkt 1575° . Vorkommen einzeln und in schuppigen Aggregaten, besonders in Poren, auch in der Grundmasse trachytischer und andesitischer Eruptivgesteine. Zuweilen bei der magmatischen Resorption von Hornblende oder Plagioklas entstanden.

Chalcedon ist eine dichte, von Quarz optisch abweichende SiO_2 -Art, oft weißlich oder von grauer, bläulicher, auch schöner roter, grüner usw. Farbe. Härte und spezifisches Gewicht wie bei Quarz, falls nicht Opal beigemischt ist.

Opal enthält neben SiO_2 noch Wasser, das er beim Erhitzen abgibt. Löslich in heißer Natronlauge, auch in Alkalikarbonatlösung. Amorph, klar durchsichtig oder mit wechselnden Farben. Härte 6. Spezifisches Gewicht 2,3. $n = 1,44$. Vorkommen als Verwitterungsprodukt, Absatz von Quellen sowie als Skelettstoff niederer Organismen. Nimmt auch Anteil am Aufbau des im übrigen aus feinkristalliner Kieselsäure bestehenden Feuersteins (Flint).

Hyalit und Edelopal, klar durchsichtige bzw. trübe aber farbenstrahlende Krusten auf Klüften von Eruptivgesteinen, z. B. Andesiten, gemeiner Opal, derbe unansehnliche Massen, Menilit graue Knollen in Mergel, so von Menilmontant bei Paris. Kieselsinter, Polierschiefer, Kieselgur gehören gleichfalls hierher.

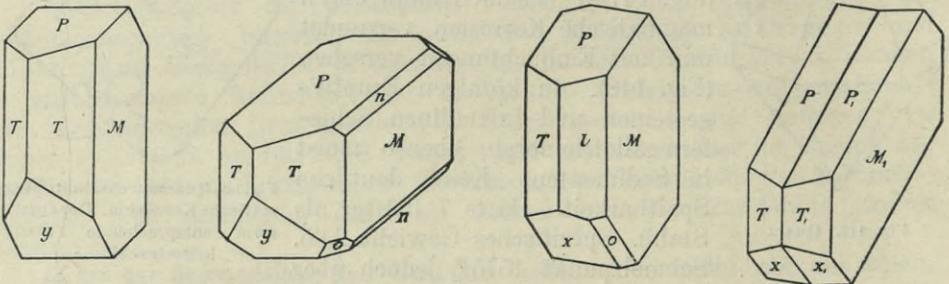


Fig. 149 und 150. Kalifeldspat. Fig. 151 und 152. Natronkalkfeldspat, bei Fig. 152 Zwillingsbildung nach M .

Feldspatgruppe. 1. *Kalifeldspate.* KAlSi_3O_8 ¹⁾, zuweilen natriumhaltig. Zwei Gleichgewichtslagen. a) Orthoklas. Durch Flußsäure zersetzbar. Verwittert zu Ton oder Muskovit. Monoklin. In porphyrischen Eruptivgesteinen oft idiomorph. Formen s. Fig. 149 und 150. In körnigen Eruptivgesteinen sowie kristallinen Schiefen und Sedimenten allotriomorph. Spaltbarkeiten sehr deutlich nach P und M , rechtwinklig aufeinander. Nach dem Aussehen und Vorkommen unterscheidet man: Sanidin, farblos durchsichtig, äußerlich oft grau, in jungen Oberflächengesteinen. Adular, auch farblos, Gemengteil

¹⁾ Die hier und bei den folgenden Mineralien angewandten Formeln lassen sich leicht in „Oxydformeln“ verwandeln, so z. B. die obige Bezeichnung KAlSi_3O_8 . Sie ist $= \text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ und dies $= \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$.

von kristallinen Schiefen, auch in Drusen. Gemeiner Feldspat, mehr oder minder undurchsichtig, weiß, gelblich, rötlich, in ältern Eruptivgesteinen, auch in kristallinen Schiefen. Härte 6. Spezifisches Gewicht 2,56 [leichter als die Plagioklase (S. 78)]. Vor dem Lötrohr, wenn auch schwierig, schmelzbar, wie alle Alkalifeldspate. Schmelzpunkt unsicher wegen allmählichen Übergangs von kristallisiert zu amorph. Im Dünnschliff klar durchsichtig oder durch beginnende Umwandlung zu Ton oder Muskovit getrübt. Brechung schwach, fast wie beim Kanadabalsam; mittlerer Brechungsexponent = 1,52, kleiner als bei den Plagioklasen. Doppelbrechung schwach, deshalb Polarisationsöne in dünnen Schliften meist grau. Schiefe der Auslöschung auf *M*, auf welcher Fläche die größte optische Elastizitätsachse = erste Mittellinie (Doppelbrechung also negativ) etwa 6° mit den Spaltrissen nach *P* macht und nach hinten geneigt ist. Zweite positive Mittellinie hier nach senkrecht *M*.

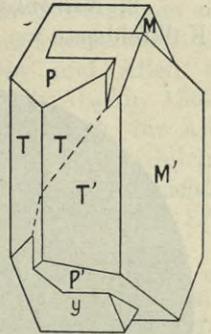


Fig. 153. Kalifeldspat.
Karlsbader Zwilling.

b) Mikroklin. Chemisches Verhalten und Verwitterung, Härte, Schmelzbarkeit und spezifisches Gewicht wie bei Orthoklas. Triklin. Spaltflächen *P* zu *M* sehr wenig von 90° abweichend. Dem Orthoklas makroskopisch gleich. Zuweilen grüne Farbe; dann in dickern Schnitten auf *M* (nicht deutlich auf *P*) pleochroitisch. Zwischen gekreuzten Nicols erkennt man auf *P* zumeist

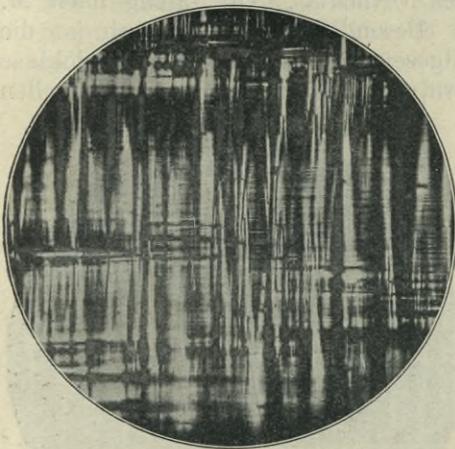


Fig. 154. Mikrolin.
Schnitt parallel Fläche *P* (Fig. 149)
im polarisierten Lichte.

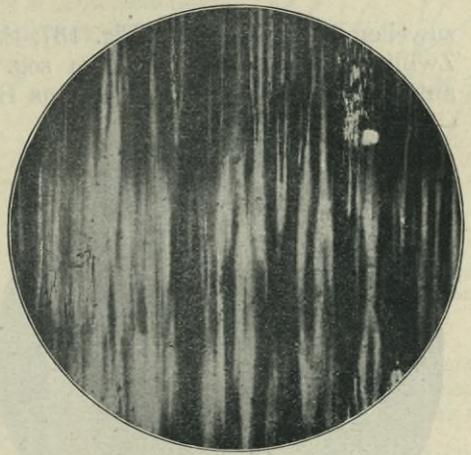


Fig. 155. Mikrolin.
Schnitt senkrecht Fläche *M* und parallel der
Vertikalachse (Fig. 149) im polarisierten Lichte.

gitterförmiges, oft verwaschenes Zwillingsgefüge (Fig. 154), auf Vertikalschnitten etwa senkrecht *M* Spindel- oder Geflechtstruktur (Fig. 155).

Brechung und Doppelbrechung wie bei Orthoklas, ebenso die Lage der Auslöschungsrichtungen auf *M*. Auf *P* Auslöschungsschiefe von ca. 15° gegen Kante *P:M*.

Manche halten Orthoklas für submikroskopisch verzwilligten Mikroklin. Gelegentlich erweist sich die Mikroklinstruktur als eine Wirkung des Gebirgsdruckes.

Oft sind Orthoklas und Mikroklin von Albit (s. Plagioklas) streifenförmig bzw. faserartig wie auf Sprüngen durchwachsen (sog. Perthit bzw. Mikroklinperthit). Verbreitet sind auch Verwachsungen von Orthoklas und Quarz (Schriftgranit).

2. *Natronkalkfeldspate. Plagioklase.* Natronfeldspat = Albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, Kalkfeldspat = Anorthit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. In den Gesteinen zumeist Mischungen der Endglieder: Mischfeldspate. Hier nach Reihe: Albit, Oligoklas, Andesin, Labrador, Bytownit, Anorthit, mit Übergängen zueinander. Bezeichnet Ab Albit und An Anorthit, so gelten die Namen etwa für folgende Verhältnisse Albit = Ab_1An_0 ; Oligoklas bis etwa Ab_2An_1 ; Andesin bis Ab_4An_3 ; Labrador bis Ab_1An_2 ; Bytownit bis Ab_1An_6 ; Anorthit bis Ab_0An_1 .

Heiße Salzsäure greift Albit nicht, Anorthit deutlich an, Flußsäure alle Plagioklase. Verwitterung unter Bildung von Ton, Muskovit, Epidot, Kalkspat. Über Saussuritisierung s. Gabbro.

Triklin. Spaltbarkeit nach *P* und *M* (Fig. 151 und 152) ein wenig zueinander schief. Formen ähnlich denen des Orthoklas. Oft tafelig nach *M*, zuweilen Kristallskelette (Fig. 137, S. 69). Besonders charakteristisch ist die Zwillingslamellierung nach dem sog. Albitgesetz, demzufolge die Plagioklase aufgebaut sind wie ein Buch aus Blättern, und zwar gehen die Lamellen

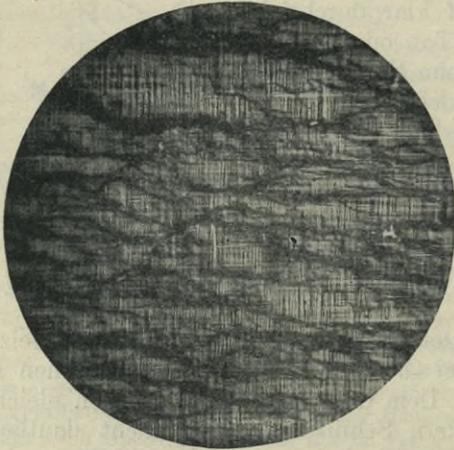


Fig. 156. Mikroklin mit Albitschnüren im polarisierten Lichte.

zuweilen Kristallskelette (Fig. 137, S. 69). Besonders charakteristisch ist die Zwillingslamellierung nach dem sog. Albitgesetz, demzufolge die Plagioklase aufgebaut sind wie ein Buch aus Blättern, und zwar gehen die Lamellen

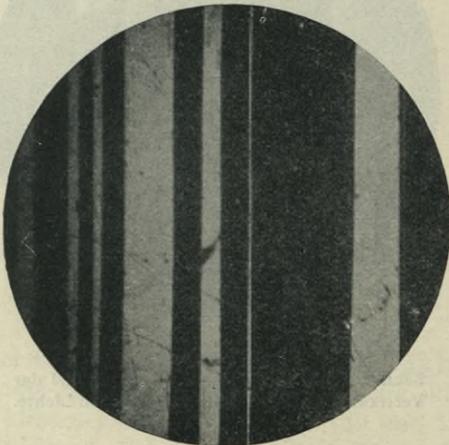


Fig. 157. Labrador. Zwillingslamellierung im polarisierten Lichte (Albitgesetz).

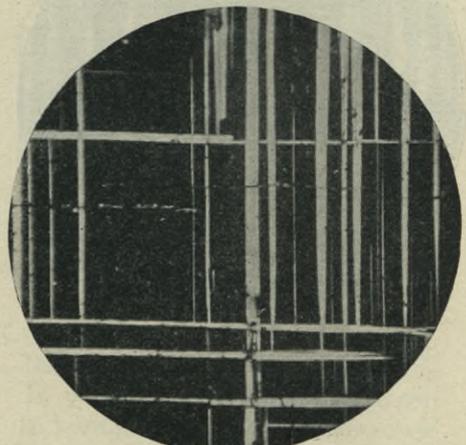


Fig. 158. Labrador. Doppelte Zwillingslamellierung im polarisierten Lichte (Albit- und Periklingesetz).

nach *M*. Auf der Spaltfläche *P* demnach eine Linierung parallel zur Kante *P*:*M*. (Vgl. Fig. 152, mit nur zwei Individuen.) Öfter auch Zwillingslamellen, welche die erwähnten fast senkrecht kreuzen (Periklin-Zwillingslamellen). Farblos durchsichtig bis weiß, auch undurchsichtig; gelbliche und

rötliche Farben sind seltener als bei Orthoklas. Härte 6. Spezifische Gewichte Albit 2,60; Anorthit 2,76 im allmählichen Übergange durch die Zwischenglieder: Oligoklas 2,64; Andesin 2,67; Labrador 2,69; Bytownit 2,72. Daher Trennung nach dem spezifischen Gewichte möglich. Allerdings beteiligen sich oft verschiedene Mischungen am Aufbau eines Kristalls in wechselnden Zonen (Zonarstruktur (Fig. 145, S. 73). Schmelzpunkt nach Day und Allen für Anorthit 1532°; Ab_1An_5 1500°; Ab_1An_2 1463°; Ab_1An_1 1419°; Ab_2An_1 1367°; Ab_3An_1 etwa 1340°; für albitreichere Mischungen und schließlich für Albit ist keine genaue Bestimmung möglich wegen der ganz allmählichen Änderung von kristallisiert zu amorph. Im Dünnschliff klar durchsichtig. Mittlerer Brechungsindex bei Albit 1,53; Oligoklas 1,54; Andesin 1,55; Labrador 1,56; Bytownit 1,57; Anorthit 1,58. (Orthoklas hat nur 1,52.)

Durch Vergleich mit der Lichtbrechung des Kanadabalsams ($n = 1,54$) oder des Quarzes ($n = 1,55$) im Schliff läßt sich ein Anhalt für die Natur der Feldspatschnitte gewinnen (vgl. S. 45). Bei Benutzung von Pulver können nach Weinschenk mit Vorteil zur Feldspatbestimmung herangezogen werden die Flüssigkeiten Benzotrit, n für Natriumlicht 1,53; Eugenol ($n = 1,54$); Bromtoluol ($n = 1,55$); Anethol ($n = 1,56$); Brombenzol ($n = 1,56$); Orthotoluidin ($n = 1,57$). Prüfung der Einbettungsflüssigkeiten vor dem Gebrauch ist nötig (geeignet dafür das Bertrandsche Refraktometer).

Doppelbrechung schwach, doch stärker als bei Orthoklas. Schiefe Auslöschung auf P und M mit der Art der Mischung in allmählichem Übergange gesetzmäßig wechselnd, also ein vorzügliches Mittel, wie M. Schuster zeigte, das Mengenverhältnis von $Ab : An$ zu erschließen.¹⁾ Bezeichnet man wie in Fig. 159 die von der Kante $P : M$ abweichenden Richtungen auf P und M je nach der Lage mit $+$ und $-$, so läßt sich folgende Tabelle aufstellen:

Mischung	Auslöschungsschiefe auf P	Auslöschungsschiefe auf M
Albit	+ 4° 30'	+ 19°
Oligoklas bis	- 0° 35'	bis - 2° 15'
Andesin bis	- 2° 58'	bis - 10° 26'
Labrador bis	- 12° 28'	bis - 26°
Bytownit bis	- 36° 30'	bis - 35° 30'
Anorthit	- 37°	- 36°

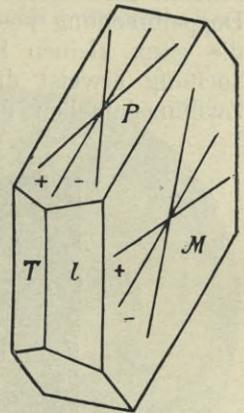


Fig. 159. Auslöschungslagen auf P und M von Mischfeldspaten.

Schnitte senkrecht zur Zwillingsfläche beim Albitgesetz lösen symmetrisch zur Zwillingsnaht aus. Das Maximum dieser Schiefe beträgt bei Albit 16°; Oligoklas 5°; Andesin 19°; Labrador 28°. Bytownit 45°; Anorthit 56° (stets bezogen auf die Richtung größter optischer Elastizität). Durch reichliche Beobachtung solcher Schnitte im Dünnschliff erhält man einen Anhalt für die Natur des im Gestein vorhandenen Plagioklas.

Im konvergenten, polarisierten Lichte wechseln die Erscheinungen gleichfalls mit der Mischung. Es sei besonders erwähnt, daß bei Albit auf M das nicht ganz zentrische Interferenzsystem um die zweite, positive Mittellinie erscheint, bei Anorthit auf M eine optische Achse schief austritt.

Anmerkung. Gewisse triklone Feldspate (Anorthoklase, enthalten außer Na und Ca auch K).

Vorkommen der Feldspate: sehr häufig in Eruptivgesteinen (nach F. W. Clarke etwa 60% der Eruptivgesteine ausmachend) und in kristallinen Schiefen, seltener in Sedimenten, und zwar nur in klastischen.

¹⁾ Aus gröbren, zerstoßenen Plagioklasgesteinen kann man P - und M -Spaltblättchen leicht auslesen. Auf P Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz, auf M nicht.

Leuzit $KAl(SiO_3)_2$, auch mit Na. Salzsäure löst das Pulver unter Abscheidung von pulveriger Kieselsäure. Im allgemeinen in Gesteinen wenig verwittert, gelegentlich zu Analcim, einem wasserhaltigen NaAl-Silikat, umgewandelt, auch zu Kalifeldspat bzw. Kaolin oder Muskovit. Nach den Untersuchungen von C. Klein regulär bei hohen Temperaturen, bei denen Leuzit in Eruptivgesteinen entstand, rhombisch bei niedrigen Wärmegraden. Form regulär,

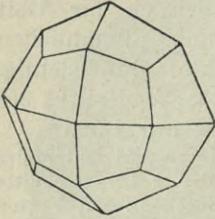


Fig. 160. Leuzit.

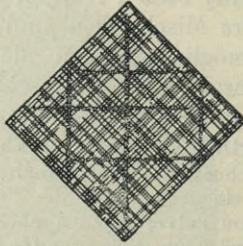


Fig. 161. Leuzit (Würfelschnitt) im polarisierten Lichte.

Ikositetraeder 202 (112) (Fig. 160). Keine Spaltbarkeit. Härte 6. Spezifisches Gewicht 2,5. Vor dem Lötrohrschmelzbar. Klardurchsichtig, weiß, grau. Im Dünnschliff wasserhell; vielfach Einschlüsse, die dann oft, entsprechend der ehemaligen Lage auf der Oberfläche der wachsenden, tropfenartigen Kristalle kranzförmig angeordnet sind (Fig. 144, S. 73 und Fig. 162). Häufig auch

zentrale Einschlusshäufchen und klarer Rand. Brechung schwach, n etwa 1,51. Doppelbrechung positiv, sehr gering, deshalb nur graue Polarisationsfarben; die ganz kleinen Kristalle erscheinen meist isotrop. Die optische Untersuchung erweist die Leuzite als sektorenförmig aufgebaut und mit feinen Zwillinglamellen nach allen Flächen der Rhombendodekaeders durchsetzt.

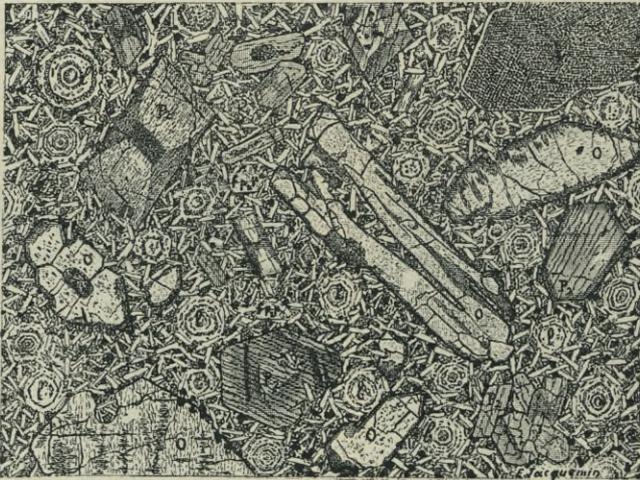


Fig. 162. Leuzit ℓ in Tropfenform mit Einschlüssen in Zonen; o Olivin; P_2 Augit; h Hornblende; Plagioklasleisten; Erz. Leuzitbasanit von Ben Ganah (Oran). Nach Gentil.

Vorkommen: bei Eruptivmassen besonders in Oberflächengesteinen. Fehlt in kristallinen Schiefen und Ausscheidungssedimenten.

Nephelein. Annähernd $NaAlSi_3O_8$, stets kalihaltig. Löslich in Salzsäure unter Abscheidung von Kieselsäuregallerte. Diese Gallerte kann durch Färben mit Fuchsin nachgewiesen werden. Aus der salzsauren Lösung scheiden sich beim Verdunsten Kochsalzkristalle ab. Verwittert zu faserigen Zeolithen (Nätrolith), auch Muskovit. Hexagonal. In Oberflächengesteinen hexagonale

Säulen mit Basis (Fig. 163), selten mit Pyramiden. Schnitte (Fig. 164) deshalb sechsseitig oder Rechtecke. In körnigen Eruptivgesteinen allotriomorph und dann im Aussehen dem Quarz ähnlich (praktische Unterscheidung: Angreifbarkeit des Nephelin durch Salzsäure). Keine Spaltbarkeit. Härte 6. Spezifisches Gewicht 2,6. Vor dem Lötrohr schmelzbar. Farblos (Nephelin) oder trübe, grünlich, rötlich (Elaeolith). Brechung schwach, n etwa 1,54, also ungefähr wie bei Kanadabalsam. Doppelbrechung schwach, negativ. Vorkommen: nur in Eruptivgesteinen.

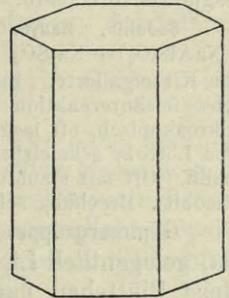


Fig. 163. Nephelin.

Melilith. Verwickelt zusammengesetztes Kalktonerdesilikat mit Mg und wenig Na. In Salzsäure unter Abscheidung von Kieselsäure löslich; die Lösung reagiert auf Calcium. Verwittert zu erdigen oder faserigen Produkten. Tetragonal. Tafeln nach der Basis, daher im Schliß meist leistenförmige Durchschnitte, deren Querrichtung die Projektion der Achse c enthält (vgl. Fig. 165). Spaltbarkeit nach der Tafelenebene. Härte 5. Spezifisches Gewicht 2,9. Vor dem Lötrohr schwierig schmelzbar. Selten makroskopisch sichtbar, dann farblos oder gelblich. Im Schliß farblos, oft mit parallel der Hauptachse gestellten, spindelförmigen Einlagerungen (Pflöckstruktur Fig. 144, S. 73). Brechung ziemlich hoch, n etwa 1,63. Doppelbrechung sehr schwach, positiv oder negativ, sogar im selben Kristall wechselnd. Vorkommen: Nur in Eruptivgesteinen, und zwar gewissen Basalten.

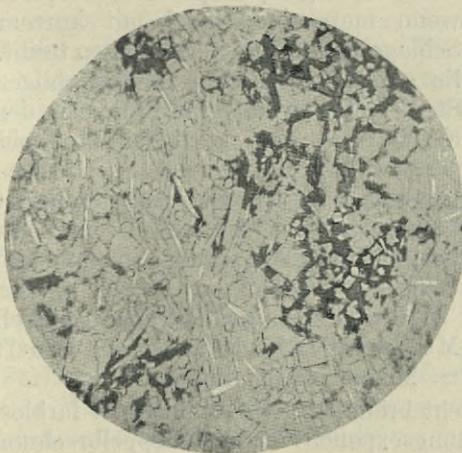


Fig. 164.

Rechteckige und sechsseitige Durchschnitte von Nephelin in Phonolith vom Brüxer Schloßberg (Böhmen).

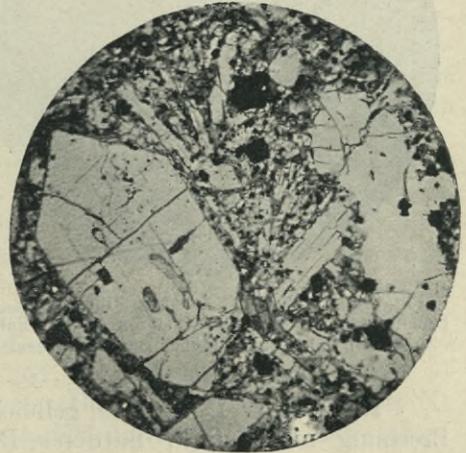


Fig. 165.

Schmalleistenförmige Durchschnitte von Melilith in Basalt vom Hochbohl (Schwäbische Alb)

Die erwähnten Mineralien Quarz, Feldspate und die sog. Feldspatvertreter Leuzit, Nephelin, Melilith seien hier bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung nochmals zusammengestellt. Quarz 100% SiO_2 .

	Orthoklas	Albit	Anorthit	Leuzit	Nephelin	Melilith
	KAlSi_3O_8	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	KAlSi_2O_6	NaAlSiO_4	$\text{Ca}_{12}\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{36}$
SiO_2	64,7	68,6	43,1	55,0	42,25	38,1
Al_2O_3	18,4	19,6	36,8	23,5	35,92	14,5
K_2O	16,9	—	—	21,5	—	—
Na_2O	—	11,8	—	—	21,83	—
CaO	—	—	20,1	—	—	47,4

Skapolith. Verwickelt zusammengesetztes Silikat von Aluminium, Natrium, Kalzium; chlorhaltig. Tetragonal. Säulig. Prismatische Spaltbarkeit. Härte 5. Spezifisches Gewicht 2,6—2,8. Farblos, weiß, auch grau, gelblich, rötlich, $n = 1,50$. Doppelbrechung ziemlich stark, negativ. In Kontaktmarmor, auf Magnetitlagern, als Umwandlung von Plagioklas in Gabbro.

Sodalith, Hauyn, Nosean. Sodalith $3(\text{NaAlSiO}_4) + \text{NaCl}$, Hauyn und Nosean $3(\text{NaAlSiO}_4) + \text{Na}_2\text{SO}_4$, auch mit Kalziumgehalt. In Salzsäure löslich unter Abscheidung von Kieselgallerte. In der Lösung bei Sodalith Chlornachweis, bei Hauyn und Nosean Schwefelsäurereaktion. Regulär; Form: Rhombendodekaeder (Fig. 175, S. 87), meist nur mikroskopisch, oft magmatisch korrodiert. Härte 5,5. Spezifisches Gewicht 2,3—2,5. Vor dem Lötrohr schmelzbar. Farblos, auch grau, gelblich, bräunlich, blau, ebenso im Dünnschliff. Oft mit staubförmigen schwarzen oder braunen Einschlüssen (wohl Magnetit bzw. Limonit). Brechung schwach; n etwa 1,48. Isotrop. Vorkommen: Nur in Eruptivgesteinen.

Glimmergruppe. Es sind hauptsächlich wasserhaltige Silikate von Al, K, Na, gelegentlich Li, oft mit Mg und Fe. Zuweilen tritt Fluor auf. Monoklin. Meist Blättchen nach der Basis, nicht selten mit sechsseitigem Umriß. Oft

Zwillingsbildungen mit der Basis als Verwachsungsfläche. Elastisch, durch Druckwirkungen werden die Blätter oft stark verdreht. Alle Glimmer spalten sehr vollkommen nach der Blättchenebene. Versteckte Spaltbarkeiten treten durch die sog. Körnerprobe heraus, d. h. wenn man eine Nadel mit kurzem Schläge in ein Glimmerblättchen treibt. Es entsteht dann ein sechsstrahliger Stern mit einer längeren Linie, die der Kante nach dem seitlichen Pinakol parallel läuft. Härte 2—3. Spezifisches Gewicht 2,7—3,1. Bei Glimmern I. Art Ebene der optischen Achsen senkrecht, bei solchen II. Art parallel zur längeren Linie der Schlagfigur.

Man unterscheidet hauptsächlich Muskovit = Kaliglimmer und Biotit = Magnesiaeisenglimmer.

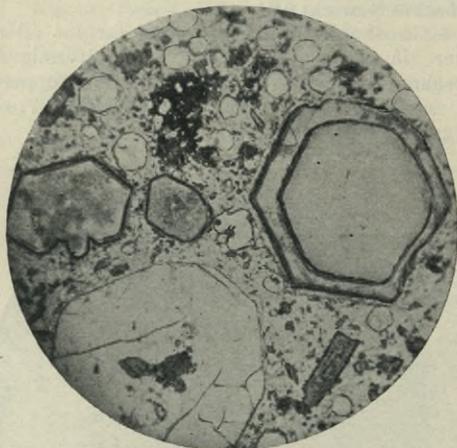


Fig. 166. Sodalith mit Zonenstruktur in sog. Leuzitophyr aus der Eifel. Leuzit unten etwas links und oben in klaren rundlichen Durchschnitten.

1. Muskovit. Farblos, gelblich, licht bräunlich. Im Dünnschliff farblos. Brechung nicht stark, mittlerer Brechungsexponent 1,59. Doppelbrechung stark. Auf Spaltblättchen Interferenzsystem um erste negative Mittellinie. Deutlich optisch zweiachsig. Glimmer I. Art. Verwittert nicht, zerfällt indes leicht mechanisch infolge der sehr vollkommenen Spaltbarkeit.

2. Biotit. Dunkler als Muskovit. Sog. Lepidomelan besonders reich an Eisen, auch an Titan. Im Dünnschliff bräunlich. Stark pleochroitisch: Schwingungen parallel den Spaltrissen tiefbraun, senkrecht dazu gelblich. Auf den Basisflächen kein Pleochroismus, da die Doppelbrechung hier sehr gering ist. Wie Muskovit dem rhombischen, nähert sich Biotit sehr oft dem hexagonalen System und erscheint dann fast optisch einachsig. Brechung nicht stark, Doppelbrechung bedeutend, negativ. Meist Glimmer II. Art. Oft mit pleochroitischen Höfen rundum Einschlüssen von Zirkon (Radioaktivitätswirkung). Durch Verwitterung tritt erst Bleichung (Auslaugung des Eisengehaltes), auch wohl gelbe Farbe, dann Grünfärbung ein (Chloritbildung). Siehe Tafel II, Abschnitt X. Auch scheiden sich Eisenerze, Quarz, Epidot,

gelegentlich Karbonate, zuweilen Rutil aus. Letzterer oft als feines sechsstrahliges Gewebe in gebleichten Glimmern.

Anmerkung. Sericit ist gelblich grüner Kali-, Paragonit weißlicher Natron-Glimmer.

Vorkommen der Glimmer: häufig in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen, auch in Sedimenten.

Anhang an die Glimmer: Chlorit, Talk, Serpentin, Glaukonit, Kaolin.

Chlorit. Wasserhaltige Silikate von Al, Fe, Mg; also ohne Alkalien. Schuppige, wie Glimmer spaltbare Massen von grüner Farbe. Milde, biegsam, nicht elastisch. Härte 1—1,5. Spezifisches Gewicht 2,8—3. Brechung und Doppelbrechung schwach. Pleochroismus meist deutlich in grünen (Schwingungen parallel den Spalt-rissen) und gelblichen Tönen. Vorkommen: in kristallinen Schiefen, Sedimenten und als Verwitterungsprodukt in Eruptivgesteinen.

Zur Chloritgruppe gehören auch die eisenreichen sog. Thuringite und Chamosite.

Talk. Wasserhaltiges Mg-Silikat, also ohne Alkalien und ohne Tonerde. Wird im Gegensatz zu hellen Glimmern, die öfter für Talk gehalten werden, wegen Freiseins von Aluminium, beim Glühen mit Kobaltnitrat nicht blau sondern rot. Öfter mit Eisen. Wie Glimmer spaltendes Material von weißer oder grünlich-weißer Farbe. Milde, Härte 1. Spezifisches Gewicht 2,7. Brechung niedrig, n etwa 1,55. Doppelbrechung stark. Deutlich optisch zweiachsig. Interferenzsystem um erste, negative Mittellinie auf den Spaltblättchen. Speckstein ist ein dichter Talk. Vorkommen: in kristallinen Schiefen, oft als Pseudomorphose besonders nach Al-armen bzw. Al-freien Silikaten aber auch nach vielen andern Mineralien selbst nach Quarz.

Serpentin. Wie Talk wasserhaltiges Mg-Silikat, oft mit Fe. Mikroskopisch dicht, im Schliff faserig oder schuppig. Man unterscheidet den chloritähnlichen Blätterserpentin (Antigorit) und den Faserserpentin (Chrysotil). Bastit ist ein aus Orthaugit hervorgegangener Blätterserpentin. Chrysotilasbest bildet makroskopisch faserige, weißliche Massen, meist Kluftausfüllungen, wobei die Fasern senkrecht zu den Klufflächen stehen. Härte 3—4. Spezifisches Gewicht 2,6. Meist dunkle, grünliche, rötliche, gelbliche, oft fleckige Färbung. Brechung nicht hoch, n etwa 1,57, Doppelbrechung beträchtlich. — Serpentin ist ein Verwitterungsprodukt von Olivin (Tafel II, Abschnitt X), auch von Augiten und Hornblenden; dem entspricht sein Vorkommen in Gesteinen.

Glaukonit ist wesentlich ein wasserhaltiges Silikat von Eisenoxyd (mit etwas Eisenoxydul) und wechselnden Mengen (bis fast 15 %) Kali. Wird von heißer konzentrierter Salzsäure langsam zersetzt. Bildet rundliche kleine Körner (zum Teil Steinkerne nach Foraminiferen) in Ton, Sandstein, Mergel, auch lockere Aggregate (Grünsand), besonders in der Kreideformation.

Kaolin. Ton. $H_4Al_2Si_2O_9 = Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ entsprechend 39,56 % Al_2O_3 ; 46,50 % SiO_2 ; 13,94 % H_2O . Widerstandsfähig gegen Salzsäure und Salpetersäure, von kochender Schwefelsäure zerstört. Verliert das Wasser in der Hauptsache erst in Glühhitze und schwindet dabei stark. Saugt trocken Wasser begierig auf und bildet mit ihm unter Aufquellen eine sehr plastische Masse. Der Grund für diese ausgezeichnete Bildsamkeit liegt vielleicht in der Beimengung organischer Bestandteile oder amorpher quellbarer Tonteilchen, die mit Wasser eine schlüpfrige kolloidale Lösung geben. Feucht undurchlässig für Wasser („wassertragend“). Verwittert nicht, ist

selbst Verwitterungsprodukt, und zwar zu allermeist von Feldspat. Erdig, zuweilen mikroskopisch kleine, monokline, glimmerartige Schuppen. Meist durch Beimengung gelblich, rötlich, grau, grünlich, bläulich. Härte etwa 1. Spezifisches Gewicht 2,5. Vor dem Lötrohr unschmelzbar. Im Schliß dem Muskovit ähnlich. Vorkommen: in Sedimenten und als Verwitterungsprodukt in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern.

Augit- und Hornblendegruppe. MSiO_3 , wo $\text{M} = \text{Ca, Mg, Fe}$, mit M_2SiO_3 , wo $\text{M}_2 = \text{Na}_2, \text{K}_2$, ferner $\text{MM}(\text{SiO}_3)_2$, wo $\text{M} = \text{Al, Fe}$. Bei dunklen Varietäten noch Überschuß an Al_2O_3 bzw. Fe_2O_3 als besonderes Silikat (oder Radikal). Auch mit Fluor und Wasser.



Fig. 167. Hornblendeandesit von Chabet Fleah (Oran). Nach Gentil.
F Labrador mit Zonenstruktur; *P* Orthaugit; *P*₂ Klinaugit; *H* Hornblende
 in der Grundmasse *f* Plagioklas; μ Magnetit; *v* Glas.

Diese Substanzen kommen vor als Augit (Prismenwinkel $87\frac{1}{2}^\circ$) und Hornblende (Prismenwinkel $124\frac{1}{2}^\circ$). Die Augite spalten mehr oder minder leicht, die Hornblenden sehr deutlich nach dem Prisma.

1. Augit = Pyroxen.

a) Rhombisch: Orthaugite.

b) Monoklin: Klinaugite.

c) Triklin: Für die Gesteinskunde unwichtig.

a) Rhombische Augite = Orthaugite. MSiO_3 , wo $\text{M} = \text{Mg, Fe}$ in verschiedenen Verhältnissen. Die magnesiumreichen heißen Enstatit (weniger als 5% FeO), die eisenreichen Hypersthen (FeO mehr als 14%). Zwischen ihnen stehen die Bronzite. Schwache Säuren greifen nicht an. Verwitterung der magnesiumreicheren Arten zu Serpentin (Bastit, Schillerspat), der sich durch pinakoidale Spaltbarkeit, schönen, metallisch grünlichen Glanz

und geringe Härte (3,5–4) auszeichnet. In porphyrischen Gesteinen säulenförmige Kristalle; im Querschnitt erkennt man das Stammprisma *m* und beide Pinakoide. In körnigen Gesteinen allotriomorph. Teilbarkeit nach dem Prisma bei den säulenförmigen Kristallen, nach dem seitlichen Pinakoid bei den Körnern. Härte 4–6, spezifisches Gewicht 3,1–3,5. Die magnesiumreichen sehr schwer (1520^0), die eisenreichen etwas leichter schmelzbar. Enstatit wandelt sich bei etwa 1300^0 in monoklinen Augit um. Farben grünlich grau (Enstatit) durch braun zu schwarz (Hypersthen). Bronzit und Hypersthen zeigen auf der Spaltfläche nach dem seitlichen Pinakoid einen Bronzeschiller, der besonders bei Hypersthen durch die Reflexion des Lichtes an blättchenförmigen Einlagerungen, vielleicht Titaneisenerz, hervorgerufen wird. Im Dünnschliff klar durchsichtig bis leicht gefärbt (Hypersthen), die eisenreichen pleochroitisch auf Längsschnitten: Schwingungen parallel *a*

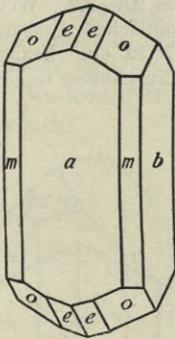


Fig. 168. Orthaugit (rhombischer Augit).

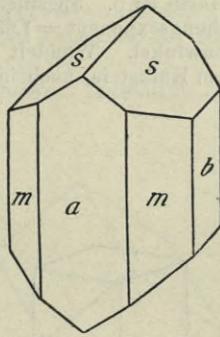


Fig. 169. Klinaugit (monokliner Augit). Basaltischer Augit.

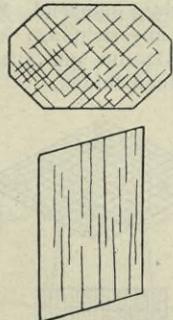


Fig. 170. Quer- und Längsschnitt von Augit (Spaltbarkeit).

und *b* rötlich, parallel *c* grünlich. Brechung stark, mittlerer Brechungs-exponent etwa 1,67–1,70. Doppelbrechung schwach. Achse *c* stets kleinste optische Elastizitätsachse. Beim Enstatit Achse *c*, beim Hypersthen Achse *a* erste Mittellinie.

b) Monokline Augite = Klinaugite. Hauptsächliche Arten: 1. Tonerdefreie wie Diopsid (Doppelsalz $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{MgSiO}_3$), auch kalkarme (Enstatit-klinaugit) sowie Mischungen in wechselnden Verhältnissen von $\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$ mit $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, z. B. Salit (fast eisenfrei), Malakolith, Hedenbergit (fast magnesiumfrei). 2. Tonerdehaltige wie Diallag, basaltischer Augit. Von schwachen Säuren unangreifbar. Verwittern zu Chlorit und weiter zu Eisenerz, Epidot, Quarz, Kalkspat, auch zu Serpentin. Zuweilen sind Augite zu grüner Hornblende (Uralit) umgeändert, gelegentlich zu Aktinolith.

In porphyrischen Gesteinen oft schön kristallisiert, vgl. basaltischen Augit (Fig. 169), auch Zwillinge. In körnigen Gesteinen allotriomorph. Spaltbarkeit wie oben angegeben (Fig. 170); bei Diallag, einem stets körnigen Gemengteil des Gabbro, tritt besonders deutlich eine schalige Absonderung nach dem vordern Pinakoid auf. Härte 4–6. Spezifisches Gewicht 3,2–3,6. Farben hellgrünlich (Salit), grünlich (Malakolith, Diallag, auch bräunlich), tief grün (chromhaltige Augite, Chromdiopsid), schwärzlich grün (Hedenbergit), schwarz (basaltischer Augit). Im Schliff entsprechend abgestuft von farblos durch grün zu gelblich, bräunlich. Öfters zonenweise verschiedene Färbung. Brechung stark, mittleres *n* etwa 1,68–1,70; auch Doppelbrechung stark im Gegensatz zu den Orthaugiten.

Auslöschung auf dem seitlichen Pinakoid, in welchem die optischen Achsen liegen, sehr schief. Erste, positive Mittellinie bildet mit Achse c Winkel von $38-54^\circ$. Pleochroismus nicht bedeutend.

Aegirin und Akmit. $\text{NaFe}(\text{SiO}_3)_2$. Monoklin. Aegirin schwärzlichgrün, im Schliff grün oder grünlichgelb. Akmit rötlichbraun bis schwarzbraun. Auslöschungsschiefe auf dem seitlichen Pinakoid gering. Ebene der optischen Achsen in dieser Ebene, erste negative Mittellinie nur $3-6^\circ$ von Achse c abweichend. Brechung sehr stark (n etwa 1,8), auch Doppelbrechung stark.

Jadeit. $\text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2$. Monoklin. Farblos bis smaragdgrün. Auslöschungsschiefe auf seitlichem Pinakoid $31-35^\circ$.

Vorkommen der Augite: häufig in Eruptivgesteinen, auch in kristallinen Schiefem.

Anhang. Wollastonit. CaSiO_3 . Gelatiniert mit heißer Salzsäure. Monoklin. Stängelig und blättrig. Spalttrisse im Schliff parallel der Längsrichtung. Oft Zwillingsbildung nach einer Querfläche. Härte = 5. Spezifisches Gewicht = 2,8–2,9. Weißlich, oft seidig glänzend. Mittlerer Brechungsexponent = 1,63. Ebene der optischen Achsen quer zur Längsrichtung; kleiner Achsenwinkel. Wandelt sich bei 1180° in eine hexagonale Modifikation um. Öfter in körnigem Kalkstein, auch in solchen die Einschlüsse in Eruptivgesteinen bilden.

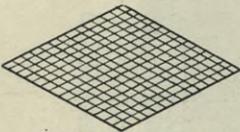


Fig. 171. Quer- und Längsschnitt von Hornblende (Spaltbarkeit).

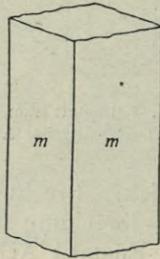


Fig. 172. Spaltform der Hornblende.

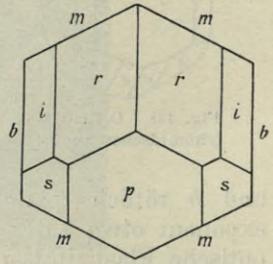


Fig. 173. Basaltische Hornblende.

2. Hornblende = Amphibol.

a) Rhombisch: Anthophyllit.

b) Monoklin.

c) Triklin. Ohne wesentliche Bedeutung für die Gesteinskunde.

a) Rhombische Hornblende. Anthophyllit. Entspricht chemisch dem Bronzit. Stängelig (auch faserig, Asbest zum Teil). Härte 5,5. Spezifisches Gewicht 3,2. Vor dem Lötrohr kaum schmelzbar. Bräunlich, gelblich, durchscheinend. Erste, positive Mittellinie die Achse c . Mittleres n etwa 1,64. Doppelbrechung stark. Pleochroitisch in grünlichgelben und bräunlichen Tönen.

b) Monokline Hornblendens. Hauptsächliche Arten: 1. Tonerdefreie: Tremolit (weiß), Aktinolith oder Strahlstein grün durch Eisengehalt. Die feinfaserigen, lockern Tremolite, auch Aktinolithe heißen Hornblendeasbest. 2. Tonerdehaltige: Gemeine Hornblende (grünlich-schwarz), basaltische Hornblende (schwarz). Von schwachen Säuren unangreifbar. Verwittern zu Chlorit, Epidot und weiter zu Brauneisenerz,

Kalkspat, Ton usw. Oft stängelig nach dem Stammprisma (Fig. 172), verwickeltere Formen bei der basaltischen Hornblende (Fig. 173). Letztere oft magmatisch korrodiert. Auch Zwillinge. Härte 5—6. Spezifisches Gewicht 2,9 bis 3,3, bei entsprechender Zusammensetzung leichter als Augit. Eisenreiche Hornblenden schmelzen vor dem Lötrohr. Im Dünnschliff grünlich bis braun. Beim Glühen an der Luft werden die Farben dunkler (Oxydation von Eisenoxydul). Stark pleochroitisch (Gegensatz zu Augit). Mittlerer Brechungs-exponent etwa 1,63 (basaltische Hornblende 1,72), Doppelbrechung stark. Ebene der optischen Achsen im Klinopinakoid. Achse der kleinsten optischen Elastizität meist wenig gegen Achse c geneigt, bei hellen und grünlichen Hornblenden $15-20^\circ$, bei dunklen $2-10^\circ$ (Gegensatz zu Augit, der meist größere Schiefe der Auslöschung zeigt).

Anhang. Glaukophan. $\text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2$. Monokline Hornblende. Graublau bis schwarzblau. Pleochroitisch in blauen, violetten und grüngelben Tönen. n etwa 1,64. Ebene der optischen Achsen in dieser Ebene; zweite, positive Mittellinie bildet mit der Achse c $4-6^\circ$. Riebeckit und Arfvedsonit sind Na- und Fe-haltige Hornblenden mit Pleochroismus in grün und blau. Der Längsrichtung legt sich die Achse größter optischer Elastizität an (Gegensatz zu Glaukophan).

Vorkommen der Hornblenden: Häufig in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefen.

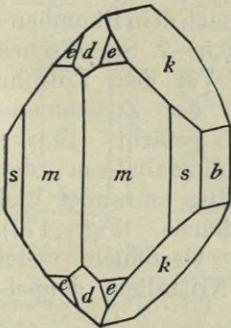


Fig. 174. Olivin.

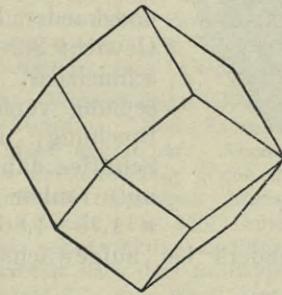
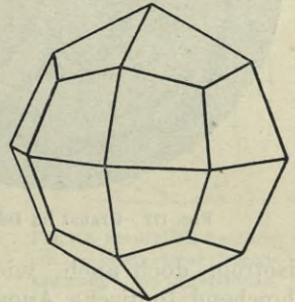


Fig. 175 und 176. Granat als Rhombendodekaeder und als Ikositetraeder.



Olivin. Mg_2SiO_4 in wechselnden Verhältnissen molekular gemischt mit Fe_2SiO_4 . Viel Eisen enthält der Hyalosiderit. Das eisenreichste Endglied heißt Fayalit, das reine Magnesiumsilikat Forsterit. Salzsäure zersetzt Olivin, besonders leicht die eisenreichen, unter Abscheidung von Kieselsäure. Verwittert zu Serpentin (Tafel II, Abschnitt X), oft unter Abscheidung von Magnetit (Fe_3O_4), auch von Opal. Dabei entsteht eine Maschentextur oder ein lamellares Gittergefüge. Gelegentlich ist Olivin in faserige Hornblende (Pilit) verwandelt. Auch kommen Pseudomorphosen von Kalkspat nach Olivin in Gesteinen vor. Rhombisch. In porphyrischen Gesteinen oft schöne Formen (Fig. 174). In Basalten auch Skelette. Oft magmatisch korrodiert (Fig. 139, S. 70). Spaltbarkeit undeutlich nach b . Härte 6,5. Spezifisches Gewicht 3,27 bis 3,37. Schmelzpunkt des reinen Magnesiumolivins äußerst hoch; der eisenhaltige schmilzt leichter. Grünlichgelb in verschiedenen Abstufungen. Wird beim Glühen an der Luft durch Oxydation des Eisens gelblich, bräunlich und pleochroitisch. Im Schliff klar durchsichtig. Mittlerer Brechungs-exponent etwa 1,68, also hoch, auch Doppelbrechung stark. Erste positive Mittellinie parallel Achse a . Winkel der horizontal gelegenen optischen Achsen im

Kristall fast 90° , also Interferenzsysteme auf dem vordern und dem seitlichen Pinakoid fast gleich; auf erstem jedoch positive, auf letztem negative Doppelbrechung.

Vorkommen in vielen Eruptivgesteinen, auch in kristallinen Schiefen, und zwar oft teilweise oder ganz umgewandelt zu Serpentin. Forsterit in kontaktmetamorphen Karbonatgesteinen, Fayalit als Drusenbestandteil vulkanischer Gesteine.

Granat. $M_3M_2Si_3O_{12}$, wo $\overset{II}{M} = Ca, Mg, Fe, Mn$ und $\overset{I}{M} = Al, Fe, Cr$. Hiernach sind sehr wechselnde chemische Typen und Mischungen solcher möglich. Von Salzsäure nur nach dem Schmelzen (Zerfall in andre Mineralien, wie Melilith, Anorthit usw.) angreifbar. Verwittert zu Chlorit, gelegentlich unter Abscheidung von Magnetisenerz; auch zu Glimmer. Regulär.

In Gesteinen Rhombendodekaeder (Fig. 175, S. 87) (besonders in feldspatarmen Gesteinen) oder Ikositetaeder (Fig. 176) (in Feldspatgesteinen), auch beide Formen vereinigt. Spaltbarkeit undeutlich nach dem Rhombendodekaeder. Härte 6,5—7. Spezifisches Gewicht 3,2—4,3. Vor dem Lötrohr schmelzbar. Nach der Zusammensetzung verschieden gefärbt. Starke Brechung, im Kanadabalsam des Schliffes daher kräftig umrandet und mit rauher Oberfläche (Fig. 177). n 1,75—1,86. In Gesteinen meist

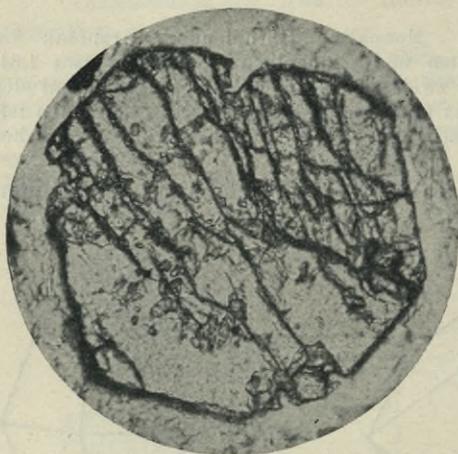


Fig. 177 Granat im Dünnschliff

isotrop, doch auch, wie besonders bei aufgewachsenen Kristallen, doppelbrechend (optische Anomalie).

Wichtigere Arten: **Pyrop** (Magnesiaeisengranat), Körner dunkelrot durchscheinend, im Schliff hellrot. **Almandin** (Eisengranat), oft Rhombendodekaeder, rötlich, bräunlich, sehr verbreitet. **Kalktongranat**, weißlich, grau, rötlich, oft in Kontaktgesteinen. **Mangantongranat**, bräunlich, fleischrot, in Graniten. **Melanit**, ein sehr dunkler titanhaltender Kalkeisengranat, in eruptiven Oberflächengesteinen, im Dünnschliff oft zonenweise lichter und tiefer braun gefärbt.

Vorkommen der Granate in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen und kontaktmetamorphen Gesteinen.

Cordierit. Verwickeltes wasserhaltiges Magnesiaeisentonerdesilikat, vielleicht $H_2(Mg,Fe)_4Al_6Si_{10}O_{37}$.¹⁾ Von Säuren, auch Flußsäure, kaum angreifbar. Öfter zu Glimmer umgewandelt. Rhombisch. Gelegentlich große, meist jedoch nur mikroskopische Kristalle und dann scheinbar hexagonal infolge von Drillingsbildung. Zum Unterschied von hexagonalen Kristallen kein Isotropismus auf der Basis. In Gneissen zuweilen große, in Hornfelsen kleine Körner. Spaltbarkeit nach dem seitlichen Pinakoid. Härte 7—7,5. Spezifisches Gewicht 2,6—2,66. Vor dem Lötrohr schwierig schmelzbar. Farblos oder bläulich. Im Glanz dem Quarz ähnlich. Brechung und Doppelbrechung gering, n etwa 1,54. Erste, negative Mittellinie in Achse c , Ebene der optischen Achsen in Makropinakoid. In dickern

¹⁾ (Mg, Fe) bedeutet, daß Mg und Fe sich gegenseitig in wechselnden Mengen ersetzen.

Präparaten, wenn blau, starker Pleochroismus. Schwingungen parallel b violett, parallel c gelblich, parallel a grau. Im Schliff wird der Pleochroismus durch Glühen öfter deutlicher. Vorkommen: in manchen Gneißen, Graniten, auch Oberflächengesteinen, mikroskopisch in vielen Hornfelsen.

Andalusit. Al_2SiO_5 . Säuren, auch Flußsäure, greifen nicht an. Verwitterung zu Glimmer. Rhombisch, einfache Formen: fast 90gradiges Prisma mit Basis. Oft in Form von Körnern, die gern schwammig löcherige Aggregate bilden. Chiasolith ist ein Andalusit (in umgeänderten Tonschiefern) mit eigenartigen Anreicherungen von graphitischen Pigmenten in den Diagonalen und Ecken der Querschnitte. Spaltbarkeit undeutlich. Härte 7—7,5. Spezifisches Gewicht 3,1—3,2. Grau, rötlich, braun, grünlich. Im Schliff klar oder rötlich, mit Pleochroismus, Schwingungen parallel c rötlich, parallel a und b grünlich. Brechung ziemlich stark, mittlerer Brechungsexponent etwa 1,64, Doppelbrechung mäßig. Erste, negative Mittellinie in c . Vorkommen: in Gneiß und Glimmerschiefer, auch abnormem Granit und in vielen Hornfelsen bzw. Tonschiefern.

Die Substanz Al_2SiO_5 kommt ferner vor als Sillimanit (rhombisches, faseriges, farbloses Mineral, besonders in Gneißen, Glimmerschiefern) und Disthen (Cyanit). Triklin. Tafelige Kristalle mit zwei vollkommenen Spaltflächen (Makro- und Brachypinakoid).

Auch in radialen Aggregaten. Härte in der Längsrichtung 5, in der Querrichtung 7. Spezifisches Gewicht 3,6 (höher als bei Andalusit (3,15) und Sillimanit (3,21)). Farblos, grau, blau. Brechung stark, n etwa 1,72. Vorkommen: in kristallinen Schiefern, auch in Granulit-Granit.

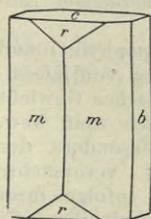


Fig. 178. Staurolith.

Staurolith. Wasserhaltiges Eisentonerdesilikat $\text{HFeAl}_5\text{Si}_2\text{O}_{13}$. Von Säuren, selbst Flußsäure, nicht angreifbar. Auch in der Natur sehr widerstandsfähig gegen die Verwitterungseinflüsse. Rhombisch. Einfache und prismatische Kristalle (Fig. 178), auch rechtwinklige und schiefwinklige Zwillingsthroughkreuzungen (Fig. 179). Spaltbarkeit nach dem Brachypinakoid.

Härte 7—7,5. Spezifisches Gewicht 3,7. Oft durch Einschlüsse, besonders Quarz, verunreinigt. Vor dem Lötrohr unschmelzbar. Braun bis schwärzlich-braun. Pleochroitisch: Schwingungen parallel Achse c bräunlichrot, parallel a und b gelblich. Erste, positive Mittellinie in c , Ebene der optischen Achsen geht durch c und b . Vorkommen: in kristallinen Schiefern, nicht in Eruptivgesteinen.

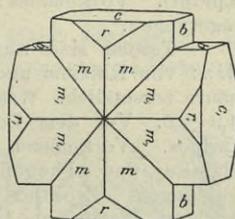


Fig. 179. Staurolith. Zwilling mit rechtwinkliger Durchkreuzung der Individuen.

Turmalin. Verwickeltes Silikat. Nach Penfield abzuleiten von $\text{H}_2\text{O}_2\text{B}_2\text{Si}_4\text{O}_{21}$. An basischen Bestandteilen enthält das Mineral in verschiedenen Mengen und Mischungen H, K, Na, Li, Mg, Fe, Mn, Ca, Al. Gegen Säure, selbst Flußsäure, sehr widerstandsfähig, auch in der Natur außerordentlich stabil. Hexagonal, rhomboedrisch und hemimorph. Meist säulig nach Achse c , oft nadelförmig entwickelt. Spaltbarkeit nicht deutlich. (Unterschied der dunklen Turmaline von dunklen Hornblenden.) Härte 7—7,5. Spezifisches Gewicht 2,94 bis 3,24. Vor dem Lötrohr zum Teil schwer, zum Teil leichter schmelzbar, je nach Zusammensetzung. Farben sehr wechselnd, von farblos durch grün, braun, rot zu schwarz. Schwarzer Turmalin (Schörl) ist in Gesteinen der häufigste; er ist im Schliff grünlich oder bräunlich. Pleochroismus stark. Schwingungen parallel c (Längsrichtung der Säulen und Nadeln) z. B. gelblich, senkrecht c braun. Brechung bedeutend, Doppelbrechung ziemlich stark, negativ, beide wechselnd mit der Zusammensetzung. Vorkommen: in Granit (besonders den Randteilen der Massive), Gneiß, Glimmerschiefer, in Hornfelsen, mikroskopisch auch in Sedimenten.

Epidot. $\text{HCa}_2(\text{Al, Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$. Von Säuren schwierig angreifbar, nach langem Glühen oder Schmelzen durch Salzsäure zerlegbar. Auch gegen die Atmosphären widerstandsfähig. Monokline, meist nach Achse *b* gestreckte Kristalle. Öfter Zwillinge nach dem Orthopinakoid. Vollkommen nach der Basis, undeutlicher nach dem Orthopinakoid spaltbar. Härte 6–7. Spezifisches Gewicht 3,25–3,5. Vor dem Lötrohr schwierig schmelzbar. Meist grün, auch gelblich, rötlich. Pleochroitisch in meist grünlichen Tönen. Brechung und Doppelbrechung sehr stark, *n* etwa 1,71–1,75, bei Klinozoisit (eisenarm) viel schwächere Doppelbrechung. Ebene der optischen Achsen senkrecht zur Längsrichtung. Auslöschungsschiefe auf den Querschnitten nur 3° gegen Achse *c* geneigt. Vorkommen: hauptsächlich Verwitterungsprodukt, so von Feldspat, Biotit, Hornblende, in kristallinen Schiefen gelegentlich in großen Massen als Gestein.

Orthit (Allanit). Epidotähnlich. Mit seltenen Erden. Braun bis schwarz, im Schliff bräunlich und grünlich durchscheinend. Im Gegensatz zu Epidot und Zoisit große Schiefe der Auslöschung auf der Querfläche. Vorkommen in Granit, Syenit, Diorit, auch kristallinen Schiefen.

Zoisit. Chemisch, in Härte und spezifischen Gewicht wie Epidot. Auch in Gestalt diesem ähnlich, doch rhombisch. Längsrichtung Achse *c*. Spaltbar nach dem Brachypinakoid. Grauweiß, seltener rosig. Brechung stark, aber Doppelbrechung schwach (Gegensatz zu Epidot). Vorkommen: in kristallinen Schiefen, besonders in hornblendereichen Einlagerungen.

Zeolithe sind wasserhaltige Silikate von Aluminium (ausgenommen Apophyllit) und dazu von Kalzium und Natrium. In Salzsäure meist leicht unter Abscheidung von Kieselsäure zersetzlich. Wasserverlust beim Erhitzen. Härte 4–5,5; leicht: spezifisches Gewicht 1,9–2,5. Vor dem Lötrohr meist unter Schäumen schmelzbar. Gewöhnlich weiß bzw. farblos. Vorkommen vor allem in Hohlräumen von Eruptivgesteinen, besonders der Basalte und Phonolithe als sekundäre, wohl durch Thermentätigkeit verursachte Bildungen. Zeolithe sollen auch in der Ackererde verbreitet sein und zufolge ihrer leichten chemischen Beweglichkeit, insbesondere wegen der Austauschbarkeit ihres Ca gegen K, als Kalispeicher von Wichtigkeit für die Pflanzenernährung sein.

Titanit. CaSiTiO_5 . Durch Schwefelsäure und Flußsäure zerstörbar. In der Natur widerstandsfähig. Monoklin, meist briefumschlagartige Formen. Härte 5–5,5. Spezifisches Gewicht 3,5. Vor dem Lötrohr schwierig schmelzbar. Der Titanit in den Gesteinen tiefbraun, in Drusen grünlich durchscheinend (Sphen). Die gelblichen, oft spitzrhomischen Durchschnitte im Schliff etwas pleochroitisch. Brechung sehr stark, mittleres *n* etwa 1,89. Doppelbrechung beträchtlich. Vorkommen: besonders in hornblendehaltigen Gesteinen, so in Syeniten, Dioriten, auch Oberflächengesteinen, kristallinen Schiefer, in körnigem Kalk, weiterhin als Verwitterungsprodukt (Leukoxen) um Titaneisenerz (Fig. 181).

Perowskit. CaTiO_3 . Regulär. Als Oktaeder und skelettförmige Bildungen mikroskopischer, violetter oder gelbbrauner Gemengteil von Melilith-, Nephelin- und Leucitbasalten. Härte = 5,5; spezifisches Gewicht = 4. Brechung sehr hoch, *n* = 2,35.

Zirkon. ZrSiO_4 , öfter mit färbendem Fe_2O_3 . Salzsäure und Flußsäure greifen nicht an, Schwefelsäure nach langer Behandlung. Selten in Verwitterung. Tetragonal. Kurz oder länger säulenförmig, auch in kleinen, rundlichen Körnern. Spaltbarkeit undeutlich. Härte 7,5. Spezifisches Gewicht 4,5–4,7. Vor dem Lötrohr unschmelzbar. Farblos, weiß, grau, gelb, braun usw., wenn durchsichtig und rot oder orange Hyazinth genannt. Sehr starke Brechung und Doppelbrechung, $n_o = 1,92$, $n_e = 1,97$ für Gelb. Um Einschlüsse von Zirkon in Cordierit, Biotit, Turmalin usw. oft pleochroitische Höfe. Die Färbung ist Folge von Radioaktivität entsprechend z. B. der Blautönung von Glas, das unter dem Einfluß von Radiumbromid stand. Vorkommen: gelegentlich größere Kristalle in Eruptivgesteinen, sonst als

mikroskopische Kristalle häufig in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen und klastischen Sedimenten.

Rutil. TiO_2 , meist Fe_2O_3 -haltig. Unverändert durch Säuren. Verwittert zu Titanit. Tetragonal. Säulig oder nadelig. Oft knie- oder netzförmige Zwillinge. Auch Körner. Spaltbarkeit prismatisch. Härte 6–6,5. Spezifisches Gewicht 4,2–4,3. Unschmelzbar vor dem Lötrohr, Braunrötlich, gelblich. Außerordentlich starke Brechung, so daß schmale Kristalle infolge der breiten Totalreflexionsränder schwarz erscheinen. Doppelbrechung sehr stark, $n_o = 2,57$, $n_e = 2,84$ für Rot. Als Körner in kristallinen Schiefen, auch in Granit und körnigem Kalk. Mikroskopisch sehr verbreitet in kristallinen Schiefen und Tonschiefern (Tonschiefernädelchen). Anatas (tetragonal) ist gleichfalls TiO_2 .

Magnetit = Magneteisenerz. Fe_3O_4 . Zum Teil Ti-haltig. In Salzsäure, auch Flußsäure löslich. Verwittert zu Brauneisenstein oder Roteisenstein, auch zu Titanit. Regulär. Oktaeder (Fig. 180), auch Zwillinge. Öfter Skelette. Vielfach Körner und große Massen. Härte 5,5–6,5. Spezifisches Gewicht 4,9 bis 5,2. Vor dem Lötrohr sehr schwer schmelzbar. Magnetisch unter 600° . Undurchsichtig schwarz, auch in feinstem Pulver (Strich)¹⁾ oder im Schliff. Sehr verbreitet in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefen. Im Kontakthof als Umwandlungsprodukt von Roteisenstein oder Brauneisenstein sowie von Kalk. Lose und verkittet als Sediment.

Magnetit gehört zur Gruppe der Spinelle $\overset{\text{II}}{\text{M}}\overset{\text{III}}{\text{M}}\overset{\text{II}}{\text{M}}_2\text{O}_3$, wo $\overset{\text{II}}{\text{M}} = \text{Mg, Fe, Mn, Zn, Cr}$ und $\overset{\text{III}}{\text{M}} = \text{Al, Fe, Cr}$. Sämtlich regulär. Meist Oktaeder. Im Schliff in verschiedenen Farben durchscheinend: grün bei Pleonast und Hercynit, (Mg,Fe)O(Al₂,Fe₂)O₃, braun bei Chromit = Chromeisenerz FeOCr_2O_3 . Letzteres in Olivingesteinen.

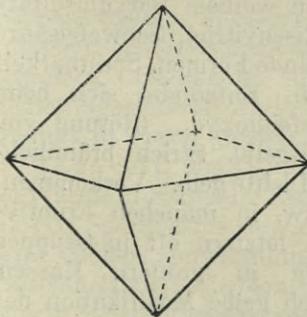


Fig. 180. Spinell. Oktaeder.

Eisenglanz, Roteisenstein. Fe_2O_3 . In Salzsäure nur schwierig löslich. Verwittert zu Brauneisenstein. Hexagonal, rhomboedrisch. In Gesteinen meist Blättchen, auch Körner und große Massen. Als roter Glaskopf strahlig

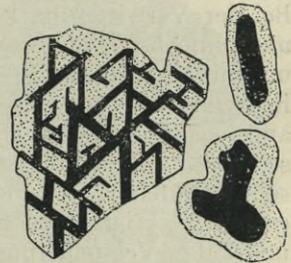


Fig. 181. Titaneisenerz mit Leukoxenrand.

und zugleich konzentrisch-schalig. Zuweilen in Kügelchen (Oolithe). Vielfach dicht, auch erdig. Spaltbarkeit fehlt. Härte 5,5–6,5. Spezifisches Gewicht 5,19 bis 5,28. Vor dem Lötrohr unschmelzbar. Schwarz, in feiner Verteilung (Strich) rot (Gegensatz zu Magnetit). Im Schliff in dünnen Blättchen rot durchscheinend. Etwas pleochroitisch. Als Gemengteil in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen, auch als Sediment und Umwandlungsprodukt von Kalksteinen. Das rote Pigment vieler Gesteine.

Titaneisenerz. Eisenglanz ähnlich. FeTiO_3 mit wechselnden Mengen von Fe_2O_3 . Verwittert oft zu lichtgrauem, meist feinkörnigem Titanit (sog. Leukoxen). In feinsten Blättchen bräunlich durchscheinend. Doch gehören manche für

¹⁾ Die Strichfarbe (d. i. die Farbe des feinen Pulvers, wie man es z. B. durch Reiben des Minerals auf mattem Porzellan und eventuell Auseinanderwischen des erzielten Striches herstellen kann) ist für manche Mineralien recht kennzeichnend. Wie erwähnt, ist z. B. der Strich des Magneteisensteins schwarz, der des in dichten Stücken gleichfalls schwarzen Eisenglanzes ist rot.

Titaneisenerz gehaltene braune Tafeln dem Rhönit, einer Hornblende, an. Öfter in strichförmigen, schwarzen Durchschnitten, die sich nach der Dreizahl gruppieren. Vorkommen: ähnlich dem von Eisenglanz.

Eis. H_2O . Aus Meerwasser kristallisiertes Eis ist salzfrei, falls nicht Einschlüsse vorhanden sind, ebenso Schnee, der ja durch zwei große Reinigungsvorgänge aus Meerwasser entstanden ist, durch natürliche Destillation und durch Kristallisieren. Hexagonal. Als Schnee, Reif und Hagel oft in Skelettform. Hagel bildet auch zuweilen klare Kügelchen. Körner im Gletschereis; Tafeln als Seeeis; Stalaktiten (Eiszapfen); Krusten. Spaltbarkeit undeutlich. Die Basisfläche (Ebene des Tafeleises) ist Translationsfläche, d. h. nach dieser Ebene lassen sich die Eisteilchen parallel verschieben. Härte 1,5. Spezifisches Gewicht 0,9175 bei 0° . Schmelzpunkt 0° . Klar durchsichtig, in großen Massen grün oder blau. Schwache positive Doppelbrechung.

Brauneisenstein. $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Gibt beim Erhitzen Wasser ab. Keine deutlichen Kristalle. Zuweilen stalaktitisch. Als schwarzer Glaskopf strahlig und zugleich konzentrisch schalig. Oft in Kügelchen (Oolithe), auch bohnenartig (Bohnerze). Vielfach erdig. Braun, in feiner Verteilung gelb, also Strich gelb. Sehr verbreitet als Verwitterungsprodukt. Sedimentbildend.

Eisenkies, Schwefelkies, Pyrit. FeS_2 . Salzsäure kaum wirksam. Salpetersäure löst unter Abscheidung von Schwefel. Nachweis der dabei gebildeten Schwefelsäure durch Chlorbaryum (Niederschlag von weißem Baryumsulfat). Bei der Verwitterung kommt es zur Bildung von Eisenvitriol, Schwefelsäure und zum Absatz von Brauneisenstein. Regulär. Wechseltende Formen. Spaltbarkeit undeutlich. Härte 6—6,5. Spezifisches Gewicht 5. Entzündet sich beim Erhitzen vor dem Lötrohr und entwickelt Schwefeldioxyd. (Rötung von angefeuchtetem blauen Lackmuspapier.) Gelb (speisgelb), Strich bräunlich-schwarz. Im Schliiff undurchsichtig. Im reflektierten Lichte gelb. Vorkommen: sehr verbreitet. In kleinen Kristallen, Körnern usw. in manchen Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen und Sedimenten, in letztern oft in Gruppen und als Versteinerungsmaterial, auch selbständig in größeren Massen. Markasit ist eine rhombische, meist etwas grünlich gelbe Modifikation des Eisenbisulfid. Verwittert leichter als Eisenkies und in derselben Art.

Magnetkies. FeS . Oft Ni-haltig. In Salzsäure unter Schwefelwasserstoffentwicklung löslich. Hexagonal, meist derb, zuweilen schalig. Härte 4. Spezifisches Gewicht 5. Umkehrbare Umwandlung bei ca. 140° , falls Eisen oder Kohlenstoff in fester Lösung im Magnetkies vorhanden ist. Vor dem Lötrohr schmelzbar. Bronze-gelb, braun anlaufend. Strich bräunlich-schwarz. Im Schliiff undurchsichtig, gelber Reflex. Vorkommen: Akzessorisch in Gabbrogesteinen und Kontaktkalksteinen. Lagerstätten in kristallinen Schiefen. Nahe verwandt mit Magnetkies ist der Troilit (Fe, Ni, Co) S der Meteoriten.

Apatit. $\text{Ca}_4\text{Ca}(\text{Cl, Fl})(\text{PO}_4)_3$, also Fl- oder Cl-haltiges Kalziumphosphat. Salzsäure löst. In Gesteinen sehr widerstandsfähig. Hexagonal. Säulig, auch nadelförmig, vielfach rundliche Körner. Spaltbarkeit undeutlich. Nadeln oft quergegliedert. Härte 5. Spezifisches Gewicht 3,2. Vor dem Lötrohr schwer schmelzbar. Farblos, auch violett, grünlich usw., im Schliiff meist farblos, wenn gefärbt, pleochroitisch: Schwingungen parallel Achse c dunkler als die senkrecht c . Brechung stark, n etwa 1,64. Doppelbrechung schwach, negativ. Vorkommen: besonders als mikroskopischer Gemengteil sehr verbreitet in Eruptivgesteinen sowie in kristallinen Schiefen. Größere Kristalle gelegentlich in Talk- und Chloritschiefer, auch in körnigen Kalken; gangartig besonders

in Gabbrogesteinen. Dichte Varietäten (Phosphorit) als Umwandlungsprodukt von Kalksteinen, sedimentär und auf Klüften von Basalt (Osteolith).

Rhomboedrische Karbonate. MCO_3 , wo $\text{M} = \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zn}$. Sämtlich in Salzsäure unter Aufbrausen (Entweichen von Kohlensäure) löslich, nötigenfalls beim Erwärmen. Beim Glühen unter Entweichen von Kohlensäure zu Oxyden umgewandelt (gebrannt). Vollkommene Spaltbarkeit nach dem Stammrhomboeder (Fig. 182).

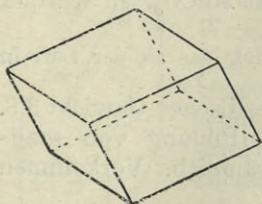


Fig. 182. Spaltrhomboeder der rhomboedrischen Karbonate.

Kalkspat (Kalzit). CaCO_3 . In der Kälte in Salzsäure, auch bereits in Essigsäure löslich. Schlägt aus einer Aluminiumchlorid-Lösung Aluminiumhydroxyd auf sich nieder, das man durch Blauholzlösung violett färben und so besser sichtbar machen kann. (Reaktion im Dünnschliff; Gegensatz zum Dolomit, der nur spurenhafte Wirkung.) Kalkspatpulver (nicht mehlig nehmen) mit konzentrierter Kobaltnitratlösung kurze

Zeit (1–2 Minuten) gekocht bleibt weiß (Gegensatz zu Aragonit, der sich sofort lila färbt), und wird dann blau (Ursache: Niederschlag von basischem Kobaltkarbonat). Oft mit Zwillingslamellen, die durch Druck hervorgerufen werden können. Härte 3. Spezifisches Gewicht 2,6–2,8. Unschmelzbar, leuchtet vor dem Lötrohr und wandelt sich in Kalziumoxyd um.¹⁾ Farblos oder gefärbt, grau, bläulich, rötlich, schwärzlich usw. Die beiden extremen Brechungsexponenten für Na-Licht sind 1,6583 und 1,4864, also sehr starke Doppelbrechung. Optisch negativ. Vorkommen: Einlagerungen in kristallinen Schiefen. Sedimente bildend. Versteinerungsmaterial. Als Verwitterungsprodukt in vielen Gesteinen.

Magnesit. MgCO_3 . Als Pulver in der Wärme in Salzsäure löslich. Härte 4 bis 4,5. Spezifisches Gewicht 2,9–3,1. Beim Glühen Umwandlung in MgO . Unschmelzbar. Farblos, weiß, auch gefärbt. Kristalle gelegentlich in Chlorit- und Talkschiefern. Als Verwitterungsprodukt öfter mit Serpentin verbunden.

Dolomit. $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$. Doppelsalz; doch ist öfter Kalkspat beigemischt. In der Kälte wenig, in der Wärme leicht löslich in Salzsäure.

Aus der Lösung von Dolomit in heißer Salzsäure fällt man zunächst nach Zusatz von reichlich Ammonchlorid mittels Ammoniak etwa mit gelöstem Eisen und Aluminium als flockige Hydroxyde aus. Darauf filtrieren und aus dem nochmals mit Ammoniak versetzten Filtrat Kalziumkarbonat mit Ammonkarbonat ausscheiden. Zur Sicherung daß aller Kalk ausfällt, aufkochen, filtrieren und das Filtrat erneut mit Ammonkarbonat prüfen. Aus der mit Ammoniak versetzten Lösung scheidet man das Magnesium mittels Dinatriumphosphat als weißes Magnesiumammoniumphosphat ab.

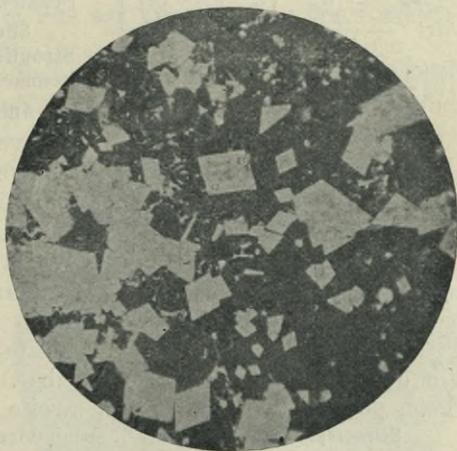


Fig. 183. Dolomitkristalle in dichtem Kalkstein. Freuden bei Hannover.

¹⁾ Zersetzt sich also vor dem Schmelzen, da die Dampfspannung der Kohlensäure bei 800° den Atmosphärendruck zu überschreiten anfängt. Unter starkem Kohlensäuredruck schmelzbar; Ausscheidung aus Schmelzflüssen also nicht unmöglich.

Ohne Zwillingslamellen (Gegensatz zu Kalkspat). Härte 3,5—4. Spezifisches Gewicht 2,85—2,95. Bei starkem Glühen Umwandlung in Kalziumoxyd und Magnesiumoxyd. Unschmelzbar. Farblos, weiß, gelblich, schwärzlich. Brechungs-exponenten für Na-Licht 1,6817 und 1,5026, mithin sehr starke Doppelbrechung; negativ. Vorkommen ähnlich wie bei Kalkspat.

Spateisenstein, Eisenspat (Siderit). FeCO_3 , mit MnCO_3 . In warmer Salzsäure löslich.

Aus der Lösung fällt Ammoniak grünliches Eisenhydroxydul, das an der Luft in braunes Eisenhydroxyd übergeht.

Verwittert zu Brauneisenstein. Härte etwa 4. Spezifisches Gewicht 3,8. Beim Glühen an der Luft (Rösten) schwarz werdend (Bildung von magnetischem Eisenoxyduloxyd). Unschmelzbar. Gelblich, bräunlich. Vorkommen ähnlich wie bei Kalkspat.

Rhombische Karbonate. Aragonit. CaCO_3 . In kalter Salzsäure löslich. Chemische Unterscheidung von Kalkspat: Pulver von Aragonit färbt sich beim kurzen Kochen mit einer konzentrierten Lösung von Kobaltnitrat lila, Kalkspatpulver bleibt zunächst farblos und wird dann blau (Ursache: Niederschlag basischer Kobaltkarbonate). Spaltbarkeit undeutlich. Härte 3,5—4. Spezifisches Gewicht 2,9—3. Wandelt sich beim Erhitzen in Kalkspat um. Farben wie bei Kalkspat. Kleiner Winkel der optischen Achsen. c erste, negative Mittellinie. Brechung mäßig stark, Doppelbrechung sehr bedeutend. Verwitterungsprodukt. Absatz von heißen Quellen. Material der Schalen von Muscheln usw.

Strontianit. SrCO_3 . An Kohlensäuregehalt und Strontium-Flammenfärbung (rot) kenntlich. Vorkommen: spärlich gang- und nesterbildend.

Anhydrit. CaSO_4 . Als Pulver in starker Schwefelsäure löslich. Zum Nachweis der Schwefelsäure genügt kurzes Kochen mit durch Salzsäure angesäuertem Wasser; aus der Lösung fällt Chlorbaryum weißes Baryumsulfat. Verwittert zu Gips. Rhombisch. Kristalle in Salzgesteinen (s. Fig. 184) sonst Körner. Spaltbar nach den drei Pinakoiden, also würfelartig. Härte 3 bis 3,5. Spezifisches Gewicht 3.

Vor dem Lötrohr schwer schmelzbar. Farblos, weiß, bläulich, grau, rötlich. Erste, positive Mittellinie in a , zweite in c . Vorkommen: als Sedimentgestein.

Schwerspat. Baryt, BaSO_4 . Rhombisch. Spaltbar nach Basis und Prisma. Besonders kenntlich am hohen spezifischen Gewicht von 4,3—4,6. Härte 3—3,2. Lichte Farben, aber auch grau, schwärzlich usw. Vorkommen: spärlich als Sedimentgestein, als Koncretion, auch gangbildend.

Coelestin. SrSO_4 . Dem Schwerspat ähnlich; das Pulver färbt aber mit Schwefelsäure betupft die Bunsenflamme rot (Schwerspat grünlich). Vorkommen wie bei Baryt, gelegentlich (New York, Michigan) reichlich in Dolomit eingesprengt.

Gips. $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. In 420 Gewichtsteilen salzfreien Wassers 1 Teil Gips löslich, mehr noch in verdünnter Salzsäure, aus der dann Chlorbaryum weißes Baryumsulfat fällt. Monoklin. Im Gestein meist Körner, gelegentlich rundum entwickelt (Fig. 185). Öfter Zwillinge nach dem vordern Pinakoid (Fig. 186) oder dem Doma — P_∞ . Wo Gips in Klüften, z. B. von Mergel, vorkommt, ist er oft faserig entwickelt (Fasergips, der zuweilen einen schönen Seidenglanz hat). Spaltbarkeit vollkommen nach dem seitlichen Pinakoid b , mit muschelartigem Bruch nach dem vordern Pinakoid und faserig nach einem

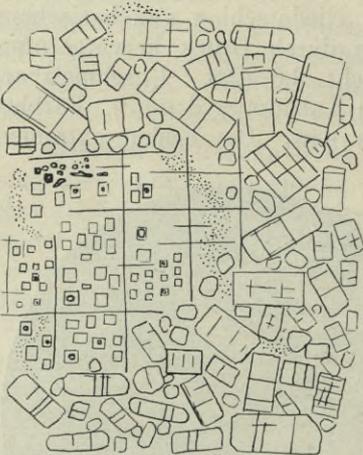


Fig. 184. Anhydritkristalle in Steinsalz (mit Flüssigkeitseinschlüssen). Staßfurt.

positiven Orthodoma. Härte 1,5—2. Spezifisches Gewicht 2,3. Kristalle werden vor dem Lötrohr trübe durch Wasserabgabe. Pulver im Probierglase erhitzt gibt reichlich Wasser ab, das sich an den kalten Stellen des Glases niederschlägt. (Gegensatz zu Anhydrit.) Ändert sich beim Erhitzen auf

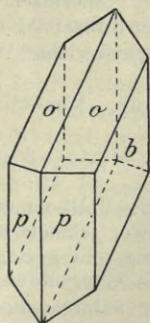


Fig. 185. Gips.
Einfacher Kristall.

etwas über 102° C in Halbhydrat ($\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$) um, das sich mit Wasser angemengt leicht in Gips zurückverwandelt (Stuckgipsmörtel), bei höherm Erhitzen wird die Abbinde-schnelligkeit mehr und mehr verlang-samt (Estrichmörtel und schließlich tot-gebrannter Gips). Vor dem Lötrohr schmelzbar. Farblos, weiß, bläulich, grau, rötlich. Brechung schwach, mitt-lerer Brechungsexponent etwa 1,52. Ebene der optischen Achsen im seit-lichen Pinakoid. Bedeutende Schiefe der Auslöschung zur Kante $p:b$. Ent-

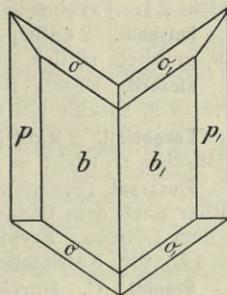


Fig. 186. Gips. Zwillung nach dem vordern Pinakoid.

steht aus Lösungen von NaCl nur unter 35° (darüber Anhydritbildung); aus konzentrierter Chlormagnesiumlösung fällt Kalziumsulfat schon bei gewöhnlicher Temperatur als Anhydrit. Vorkommen: als Sedimentgestein. Schöne Varietäten heißen Alabaster. Oft in einzelnen Kristallen und Kristallknäueln als Konkretion in Ton, und dann aus der Verwitterung von Eisenkies und Umsetzung mit Kalkspat entstanden.

Steinsalz. NaCl. 1 Gewichtsteil Salz in 2,8 Teilen Wasser löslich. Natriumnachweis durch gelbe Flammenfärbung, Chlornachweis durch Fällen von weißen, käsigem Chlorsilber (AgCl) mittels Silbernitrat (AgNO_3). Regulär. Vollkommene Spaltbarkeit nach dem Würfel. Unter allseitigem Druck plastisch umformbar (Fig. 38, S. 27). Härte 2. Spezifisches Gewicht 2,2. Vor dem Lötrohr leicht schmelzbar: Schmelzpunkt 820° . Bei stärkerem Erhitzen Verdampfung. Farblos, weiß, grau, auch gelblich, rötlich, grünlich, zuweilen bläulich (durch blaues Natriumsubchlorid oder (wahrscheinlicher) durch Natrium); n etwa 1,54. Vorkommen: wesentlich als Sedimentgestein. Auch Wüstenausbülungen und Vulkansublimationen.

Die wichtigsten **Kali-** sowie **Kali-Magnesiumsalze** sind folgende.

Sylvin. KCl. Regulär. Spaltbarkeit vollkommen nach dem Würfel. Plastisch. Härte 2. Spezifisches Gewicht 2. Schmelzpunkt 800° . Violett-färbung der Bunsenflamme (bei Überdeckung durch gelbe Natriumflamme durch blaues Glas sehen, violett bleibt sichtbar). Farblos. Geschmack bitter (Gegensatz zu Steinsalz). Vorkommen: verbreitetes Kalimineral der deutschen Salzlager.

Carnallit. $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Mit 27 % KCl. An der Luft zerfließlich. Das Chlormagnesium durch Alkohol auslaugbar. Rhombisch, pseudo-hexagonal. Keine

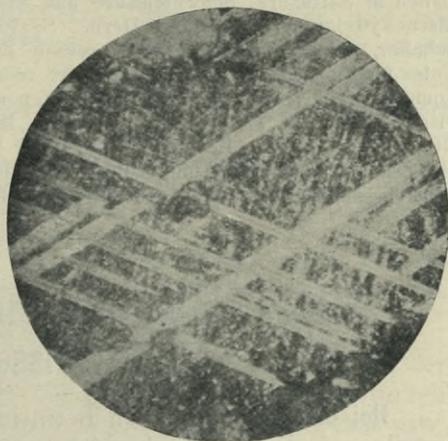


Fig. 187. Carnallit mit Druck-Zwillingslamellen.

Spaltbarkeit, quarzartig muscheliger fettglänzender Bruch. Beim Pressen (Gebirgsdruck) Zwillinglamellierung (Fig. 187). Härte 2. Spezifisches Gewicht 1,6, also sehr leicht. Farblos, doch oft durch Einschlüsse von Eisenglimmer (Eisenoxyd) rot. Sehr starke Doppelbrechung. Vorkommen wie Sylvin.

Kainit. $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Nicht zerfließlich. Monoklin. Spaltbar. Spezifisches Gewicht 2,1. Farblos, auch gelblich, rötlich, zuweilen blau. Im „Salzhut“ der Kalisalzlagern.

Polyhalit. $2\text{CaSO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Dicht. Härte 3,5; spezifisches Gewicht 2,78. Grau, gelblich, rötlich. Dünne Schichten in Steinsalzlagern bildend.

Kieserit. $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Verwittert an der Luft unter Bittersalzbildung. Monoklin. Härte = 3, spezifisches Gewicht = 2,6. In Kalisalzlagern.

Langbeinit. $2\text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4$. Nimmt an der Luft Wasser auf. Regulär. Härte = 3–4. Spezifisches Gewicht = 2,8. In Kalisalzlagern.

Flussspat. (Fluorit). CaF_2 . Gibt mit Schwefelsäure Flußsäure. Regulär. Vollkommen spaltbar nach dem Oktaeder. Härte 4. Spezifisches Gewicht 3,1–3,2. Schwer schmelzbar vor dem Lötrohr. Farblos, weißlich, grau, grünlich, violblau usw. Brechung sehr gering; $n = 1,43$ für Natriumlicht. Vorkommen in größeren Mengen zumeist als Gangbildung.

Graphit. C. Durch ein Gemisch von Kaliumchlorat und rauchender Salpetersäure zu Graphitsäure (goldgelbe Blättchen) oxydierbar. Manche Graphite blähen sich nach dem Befeuchten mit sehr konzentrierter Salpetersäure beim Glühen sehr stark auf (Graphitwürmer). Graphite, welche diese Reaktion nicht zeigen, nannte Luzi Graphitit. Hexagonal. Blättchen, Schuppen. Härte 1, fettig anzufühlen. Spezifisches Gewicht 2,25. Unschmelzbar. Schwarz, undurchsichtig, für Röntgenstrahlen wie Diamant stark durchlässig. In der Nähe von und in Graniten sowie in kristallinen Schiefen. Als Einschluß in Kontaktmineralien. Auch in Meteoriten. Kohlige Substanzen färben viele Sedimente dunkel.

Schwefel. S. Rhombisch, auch amorph (Sulfur). Oft in derben Massen. Spaltbarkeit undeutlich. Härte etwa 2. Spezifisches Gewicht 2,0–2,1. Schmelzpunkt 118° . Verbrennt zu schwefeliger Säure (stechender Geruch). Gelb, auch durch Bitumen orange oder braun. Durchsichtig bis undurchsichtig. Vorkommen: sedimentäre Massen. Vulkanische Absätze aus Fumarolen, dann zuweilen arsenhaltig.

Eisen. Fe. Bildet unter dem Einfluß von Wasser und Luft Rost (Eisenhydroxyd), löslich in Salzsäure, Schwefelsäure und Salpetersäure. Beim Glühen entsteht schwarzes Eisenoxyduloxyd. Regulär. Derb. Spaltbarkeit nach dem Würfel. Wenn rein, sehr dehnbar, schweißbar. Härte im reinen Zustande etwa 4,5. Spezifisches Gewicht 7,88. Unter 800° magnetisch. Schmelzpunkt reinen Eisens etwa 1500° . Metallisch grau. Vorkommen: fein verteilt in einigen Basalten nachgewiesen (schlägt Kupfer aus einer Kupfervitriollösung auf sich nieder), größere Massen im Basalt der Insel Disko (Grönland). Oft in Meteoriten. In diesen (in fester Lösung) mit Nickel, auch Kobalt, ferner in chemischer Verbindung mit Kohlenstoff als Cohenit $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_3\text{C}$ und mit Phosphor als Schreibersit $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_3\text{P}$ (s. Meteoriten). Mit überwiegendem Platin in Serpentin des Ural.

VIII. Einige besonders technisch wichtige Verhältnisse der Gesteine.

Bei der systematischen Betrachtung der Gesteine (Abschnitte IX–XI) ist jeweils auf die technisch wichtigen Verhältnisse Rücksicht genommen. An dieser Stelle sei vor allem auf einige allgemeine Gesichtspunkte hingewiesen.¹⁾

Es kommen für die technische Verwertbarkeit der Gesteine hauptsächlich in Betracht: Gewinnbarkeit, Bearbeitbarkeit, Festigkeit, Wetterbeständigkeit,

¹⁾ Fortlaufende Berichte über technische Verhältnisse von Baumaterialien (auch Prüfungsvorschriften) findet man in den Veröffentlichungen der Versuchsanstalten z. B. in den Mitteilungen der technischen Versuchsanstalten zu Berlin (Abhandlungen von M. Gary). Speziell sächsische Vorkommnisse sind eingehend behandelt in dem vortrefflichen Werke von O. Herrmann, Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie.

Wasserdurchlässigkeit, Luftdurchlässigkeit, Wärmeleitungsfähigkeit, spezifische Wärme, Feuerfestigkeit, Farbe, Politurfähigkeit und auf dem Gebiete der chemischen Großindustrie die chemische Zusammensetzung.

a) **Gewinnbarkeit.** Die Gewinnbarkeit der Gesteine ist durch die geographische Lage und die Art des geologischen Vorkommens bedingt. Erstere ist ausschlaggebend für die Transportverhältnisse, und von ihr hängt in sehr vielen Fällen die Möglichkeit, technisch wichtige Gesteine zu benutzen ab.

Die billige Schiffsverfrachtung macht es z. B. möglich, die hochnordischen, schwedischen Gellivaraeisenerze in fast 2000 km betragender Entfernung vom Gewinnungsorte, am Niederrhein, zu verwenden. Andererseits bringt es der teure Eisenbahntransport mit sich, daß die Eisenerzsedimente Lothringens kaum den Versand nach Westfalen lohnen; 10 t kosten am Ort der Gewinnung etwa 35 M., in Westfalen 80 M. Man nimmt an, daß in Deutschland an 30 % der Selbstkosten für Roheisen auf Fracht entfallen, in Großbritannien nur knapp 10%. Im Innern unzivilisierter Gegenden etwa Afrikas sind viele an sich technisch verwertbare Gesteinsmassen, z. B. Eisenerze, vorläufig wegen schwierigen Transportes unbenutzbar.

Selbstverständlich werden diese Verhältnisse der Benutzbarkeit durch den Preis der Materialien ganz wesentlich beeinflusst.

Die geologische Lage eines Gesteinsvorkommens bedingt die Gewinnung durch Tagebau oder Tiefbau. In den meisten Fällen werden Gesteine nur benutzt, wenn sie an die Erdoberfläche stoßen, also unmittelbar gewonnen werden können, oder ihr doch so nahe liegen, daß nur wenig über ihnen lagernder Abraum (Verwitterungsschutt oder fremde Gesteine) fortgeschafft werden muß¹⁾. Steinbrüche sind demnach meist Tagebaue. Unterirdische Anlagen dieser Art findet man z. B. bei Niedermendig in der Eifel im Betriebe; sie liefern einen geschätzten Basalt (Mühlsteinlava), und mancherorts, so am Rhein und in der Lahngegend, werden Dachschiefer unterirdisch abgebaut. Die Katakomben bei Rom waren Steinbrüche. Eisenerzgesteine und vor allem Steinkohlen werden meist in Tiefbauen gewonnen, Kalisalze stets, Steinsalz zuallermeist, Kochsalz in Wüsten erdoberflächlich. Die Tiefe aus welcher, besonders der Erdwärme wegen, wertvolle Stoffe noch gefördert werden können, wird im allgemeinen auf 2000 m geschätzt.

Man muß oft schon bei 1500 m mit Gesteinstemperaturen von 50⁰ und mehr rechnen. Gute Bewetterungseinrichtungen drücken die Lufttemperatur aber auch in solchen Fällen auf ein noch erträgliches Maß (an 30⁰) herab. Besonders schwierig werden die Verhältnisse des Tiefbaues dadurch, daß mit großer Förderhöhe gerechnet werden muß. Das Gewicht des Förderseils wird schließlich außerordentlich groß, die Maschinen müssen demnach ungemein kräftig gebaut werden, so daß man, um diesen Verhältnissen zu entgegen, gelegentlich zu stufenweiser Förderung übergegangen ist. Die Zeit für die Ein- und Ausfahrt der Bergleute sowie für die Förderung des Materials ist entsprechend groß.

Die Art des geologischen Vorkommens bedingt die Methode der Gewinnung. Der Abbau eines technisch wichtigen Gesteins muß sich natürlich der Form des geologischen Vorkommens, sei es Flötz, Lager, Gang, Stock usw. anpassen; er muß Rücksicht nehmen auf die Mächtigkeit der gewinnbaren Massen, ihre etwaige Wechsellagerung mit taubem Material, auf das Vorhandensein von Faltungen und Verwerfungen.

Um ein Beispiel zu wählen, sei vermerkt, daß man zweckmäßigerweise die Anlage eines Steinbruchs in aufgerichteten Schichten wenn möglich den Gesteinslagen derart anpaßt, daß sie nach dem Arbeitsplatze einfallen. Man kann dann die Schwerkraft bei

1) In Skandinavien hat das über den Untergrund schleifende Inlandeis der Diluvialzeit die Gesteine von ihrem Verwitterungsgrus vielfach befreit und auf die Weise frisches Material bloßgelegt. Neben bequemer Wasserverfrachtung ist das ein Hauptumstand für die günstige Entwicklung der dortigen Steinindustrie.

der Abhebung von Platten helfend mitwirken lassen. Die Arbeitsfläche z. B. im Steinbruche der Figur 188 liegt mithin in der Hinsicht ungünstig. Im übrigen muß bei einer Steinbruchanlage natürlich besonders auf guten Zugang und darauf gesehen werden, daß kein Wasser im Bruche stehen bleibt.

Für den Abbau ist weiterhin der Verband der Gesteinsmassen bedeutungsvoll. Lockere Materialien, wie Sande, Gerölle und zum Teil vulkanische Tuffe, erfordern keine Sprengmittel oder Keilarbeit, wie sie bei festen Gesteinen, als welche die Eruptivgesteine meist und Sedimente sehr oft erscheinen, nötig sind.

Sehr wichtig ist in dieser Hinsicht ferner das Vorkommen oder Fehlen der S. 35 erörterten Absonderungen und Teilbarkeiten bei Gesteinen. Die Absonderungen sind im allgemeinen für die Gewinnung und Benutzung der Gesteine von hohem Wert, sofern sie nicht zur Kurzklüftigkeit, d. h. zur Sonderung in allzu kleine und unregelmäßige Gesteinsstücke, geführt haben. Auch die Teilbarkeit von Gesteinen, so die Schieferung von Tonschiefern, erleichtert die Gewinnung des Materials und macht es für besondere technische Zwecke geeignet. Es seien einige Beispiele für diese Verhältnisse hier angeführt.

Dicke Bänke, z. B. von Granit oder Sandstein gestatten das Herauslösen großer Blöcke, die für Monumentalbauten geeignet sind.

So ist z. B. der einheitliche Obelisk von Luxor in Paris 22,8 m hoch, sein Gewicht ist 230000 kg; die Pompejussäule in Alexandrien hat eine Schafthöhe von 20,5 m und einen untern Durchmesser von 2,71 m; ihr Gewicht beträgt 282645 kg. Gewaltige Abmessungen (bis an 20 m Länge) haben auch Werksteine des Baalbek-Tempels in Syrien (Kalkstein).

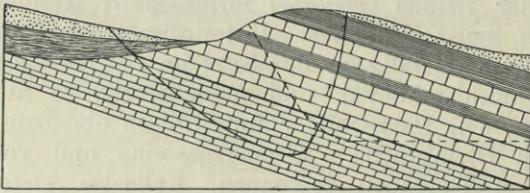


Fig. 188. Nach der ausgezogenen Linie ungünstig angelegter Steinbruch bei Hannover. (Vorteilhafter wäre ein Abbau nach der gestrichelten Linie.)

Basaltsäulen sind leicht durch Umkippen zu gewinnen, oft ohne weiteres für Prellsteine zu gebrauchen und mit wenigen Schlägen zu Pflastersteinen umzuwandeln. Die Wichtigkeit der

Teilbarkeit von Schiefen und ihre Verwendung als Deckmittel für Gebäude ist allbekannt. Versteckte Spaltbarkeiten, z. B. die Gare von Graniten, werden von den Arbeitern bald ermittelt und ausgenutzt.

Anhang. Eigenartig kann sich die Gewinnung löslicher oder leicht schmelzbarer Gesteine gestalten. Das Material des in Wasser löslichen Steinsalzes gewinnt man gelegentlich durch unterirdisches Auflösen in Wasser und Eindampfen der hochgepumpten Sole. Schwefel in Louisiana, dessen Ablagerung infolge von überlagerndem Schwimmsand bergmännisch nicht erreichbar ist, wird dadurch gewonnen, daß man überhitzten Dampf durch Bohrlöcher in das Lager leitet und die Schmelze hochdrückt. Petroleum, als Flüssigkeit, wird stets hochgepumpt, wenn es nicht schon von selbst als Fontäne ausfließt.

b) Bearbeitbarkeit und Abnutzungsgrad. Die Bearbeitbarkeit und der damit zusammenhängende Grad der Abnutzung richten sich nach der Härte der Gesteinsgemengteile¹⁾ und sehr wesentlich auch nach der Art des Verbandes der Gesteinsbestandteile, nach der sog. Verbandfestigkeit.

Die Bearbeitung von Kalkstein, etwa Marmor, ist zufolge seines Härtegrades 3 in der Mohsschen Skala (S. 62) leichter als die etwa von Syenit, dessen Gemengteile Feldspat und Hornblende die Härten 6 und 5,5 aufweisen. Mineralien, denen eine Härte höher als 6 innewohnt, übertreffen

¹⁾ Bezüglich der Härtebestimmung vgl. S. 61.

hierin den Stahl und sind sehr schwer zu bearbeiten. Zu ihnen gehört vor allem der Quarz. Bei Bohrungen benutzt man in solchen Fällen zuweilen am hohlen Ende des drehbaren Gestänges kreisförmig angebrachte Diamanten (Härte 10) um Gesteinsproben (zylinderförmige Bohrkern) aus dem Material herauszuarbeiten. Stahlbohrer werden von quarzhaltigen Gesteinen arg mitgenommen¹⁾.

Ein aus mehreren Mineralien bestehendes Gestein hat natürlich nur eine Mittelhärte, die von der Härte der einzelnen Gemengteile und ihrem Mengenverhältnis abhängt, und von der um so eher gesprochen werden kann, je geringer die Größe der Bestandteile ist.

Bei günstigen Verbandverhältnissen (Strukturen) kann auch ein quarzreiches Gestein leicht bearbeitbar sein. Bei vielen Sandsteinen z. B. liegen die das Gestein zum großen Teil aufbauenden Quarzkörner in einem milden, oft tonigen Bindemittel. Bei der Bearbeitung, so beim Zersägen, werden nicht die kleinen, sehr harten Quarzkörner durchschnitten, sie werden vielmehr aus ihrem Bindemittel herausgerissen. Besonders im noch feuchten Zustande (bergfeucht, bruchfeucht), in dem die Gesteine bei ihrer Gewinnung meist sind, setzen sie in solchen Fällen der Bearbeitung keine Schwierigkeit entgegen. Später ist die Behandlung infolge Austrocknens und Verhärtens des Bindemittels schwieriger.

Die Bearbeitung poröser Gesteine ist öfter infolge sehr geringer Verbandfestigkeit des förmlich zerreiblichen Materials nicht ausführbar.

Die Abnutzung eines Gesteins hängt gleichfalls von der Härte der Gemengteile ab. Als schwer abnutzbare Materialien verwendet man aus dem Grunde z. B. Quarzite als Mühl- und Wetzstein. Weiterhin kommt sehr wesentlich aber auch hierbei die Verbandfestigkeit in Betracht. Sandsteine mit Quarzkörnern und mildem Bindemittel eignen sich z. B. nicht zu Treppenstufen oder Pflastersteinen. Auch bezüglich der freien Außenfläche von Bauwerken, Denkmälern usw. hat man gelegentlich mit der Abnutzbarkeit der Gesteine zu rechnen. Z. B. wirkt in sandreichen Gegenden der vom Winde fortgeblasene Trieb sand wie ein wetzendes Sandstrahlgebläse auf die Bausteine ein. Leicht abnutzbare Gesteine werden von ihm zerkratzt, kantengerundet (Sphinx), etwaige Politur verliert sich, Inschriften werden undeutlich und schließlich zerstört. Setzt sich ein Baumaterial aus schwer und leichter abnutzbaren Teilen zusammen, z. B. aus festen kalkigen und lockern mergeligen Lagen, so bleiben erstere als Erhabenheiten zwischen den durch Windkorrasion ausgeblasenen Rillen erhalten. Auch die oft sehr voneinander abweichende Widerstandsfähigkeit der Bestandteile eines aus verschiedenen Mineralien bestehenden Gesteins macht sich bei der Abnutzung deutlich geltend. Harte Gemengteile bleiben als Erhabenheiten stehen, milde werden schneller entfernt. In solchen Fällen bleibt ein Gestein rau, was z. B. bei der Verwendung als Mühlstein, ferner bei Bürgersteigplatten, Treppenstufen des sichern Gehens wegen erwünscht ist. Um ein Beispiel hierfür zu erwähnen, seien die Liparite aus der Schemnitzer Gegend in Ungarn angeführt. Sie bestehen aus Grundmasse und Einsprenglingen von Feldspat und Quarz. Bei der Benutzung (als Mühlsteine und Steigplatten) bleiben die Quarze als kleine Erhabenheiten stehen gegenüber den Feldspaten und der leichter abnutzbaren Grundmasse.

¹⁾ Beim Durchstich des Antigoriogneiß im Simplontunnel wurden täglich etwa 10000 Handbohrer und 1200 Maschinenbohrer stumpf.

Man stellt den Grad der Abnutzbarkeit dadurch fest, daß man Gesteinsplatten auf Schmirgelscheiben, die sich mit bestimmter Geschwindigkeit drehen, mit bekanntem Druck und auf festgesetzte Wegstrecke preßt oder umgekehrt den Probekörper auf ruhender Schleifplatte bewegt und die Gewichtsverluste sowie daraus den Verlust an Raumeinheiten bestimmt. Einen guten Einblick in die in Rede stehenden Verhältnisse gibt die Abnutzungsprobe mittels eines Sandstrahlgebläse: ein Sandstrahl wird mittels Preßluft gegen die durch Schablonen genau abgegrenzte und gleichmäßig wagerecht bewegte Versuchsplatte gerichtet. Bei nicht zu feinem Korn erkennt man dabei auch die verschiedene Abnutzbarkeit der das Gestein aufbauenden Mineralien. Ein anderer Vorschlag geht dahin, gewogene Würfel (am besten mit etwas abgeschliffenen Ecken und Kanten, auch wohl unter Hinzufügung von Hartgußkugeln als Reibekörpern) in einer sich drehenden Trommel, die zur Drehachse im Winkel befestigt ist, sich abschleifen zu lassen und durch Wägung der noch groben Teile den Verlust festzustellen (Rüttelprobe). Auch macht man die Vergleiche zwischen verschiedenen Gesteinen auf die Weise, daß man die Anzahl von Schlägen eines Fallbohrers vermerkt, der aus bestimmter Höhe und mit bestimmter Belastung auf die Probekörper fällt und ein Loch von festgesetzter Tiefe hervorruft.



Fig. 189. Korrosion einer Granitplatte durch Sandstrahlgebläse. Nach Gary.

Bei Gelegenheit der Bearbeitungsfähigkeit und Abnutzbarkeit ist auch die Sprödigkeit bzw. Zähigkeit der Gesteine zu erwähnen. Spröde Körper haben geringe Widerstandsfähigkeit gegen Stoß, während sie bei ruhender Belastung recht fest sein können. Trennungen pflanzen sich bei ihnen leicht weit fort. Zäh setzen der Abtrennung von Teilen großen Widerstand entgegen. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß schnell abgekühlte Eruptivgesteine gelegentlich infolge innerer Spannung sich spröde

zeigen und deshalb durch Schlag leicht zerspringen. Im übrigen hängen diese Eigenschaften natürlich mit der Struktur zusammen. Die Verfilzung der Hornblendefasern eines Nephrits z. B. macht den zähen Charakter dieses früher zu Steinbeilen benutzten Materials erklärlich. Die dem Schlag von Hufeisen ausgesetzten Pflastersteine, auch der Steinschlag der Landstraßen sowie das Stopfmateriel der Gleisanlagen, welches viele Stöße erfährt, müssen ganz besonders zähe sein.

Ein Urteil über die Schlagfestigkeit gewinnt man bereits beim Handstückschlagen¹⁾. Genauern Anhalt gibt der Versuch, eine glatt auf trockenem Sand liegende Gesteinsprobeplatte bestimmter Abmessung (etwa 10:10:2 cm) durch eine aus wechselnder Höhe auf sie in ihre Mitte fallende Stahlkugel von festgesetztem Gewicht zu zertrümmern.

c) **Festigkeit.** a) **Druckfestigkeit.** Die Hauptfestigkeitsbeanspruchung von Gesteinen, die im Hochbau, Brückenbau, Tunnelbau usw. verwandt werden, ist die auf Druck.

Die wichtige Eigenschaft der größeren oder geringern Druckfestigkeit hängt von der Art der das Gestein bildenden Mineralien und auch wesentlich von ihrem Verbande ab. Das Mineral Gips z. B. hat eine geringere Druckfestigkeit als Quarz. Poröse zerreibliche Gesteine, z. B. Kreide und solche mit mildem Bindemittel wie stark tonige Sandsteine, sind wenig druckfest

¹⁾ Nach dem üblichen Ausmaß der Gesteinsproben für Sammlungen (etwa Länge 11 cm, Breite 8 cm, Dicke einige cm) nennt man sie meist Handstücke.

im Gegensatz zu kompakten Materialien, deren Gemengteile lückenlos aneinanderschließen (Marmor), oder die ein festes Bindemittel haben (kieselige Sandsteine), und in vielen andern Fällen gibt die Erkennung der aufbauenden Mineralien und die Beobachtung der Strukturen eine Erklärung für die Festigkeitsverhältnisse. Es hängen diese Eigenschaften ebenso von den Bestandteilen und von der Konstruktion der steinernen Materialien ab, wie die Festigkeitsverhältnisse eines Hauses, einer Brücke vom verwandten Stoffe und vom Verbande der betreffenden Bauteile.

Die Druckfestigkeit zu kennen, ist wichtig bei der Verwendung von Bau- und Pflastersteinen¹⁾, auch hinsichtlich der Benutzung von Gesteinen als Steinschlag für Landstraßen und Eisenbahnbettungen.

Man bedient sich meist zur Ermittlung der Druckfestigkeit glatter Würfel von gewöhnlich 7 cm Kantenlänge²⁾. Die Herstellung der Probekörper muß schonend vor sich gehen. Grobe Behandlung des Versuchsmaterials (z. B. durch Hammerschläge) kann die Druckfestigkeit stark erniedrigen. Die Druckflächen sind genau eben und parallel herzustellen. Man mißt die Druckfestigkeit durch die Mittelwerte von mehreren (meist 5—10) Versuchen vermittels Maschinen, indem man den Druck so lange vergrößert, bis ein Zusammenbruch des Gesteins eintritt. Bei einigen Gesteinen (z. B. Marmor) treten bei der Maximalbelastung vor dem Bruch die sog. Mohrschen Liniensysteme auf (Fig. 191). Die Zerstörung schreitet mehr oder minder deutlich der Art voran, daß sich von den vier freien Würfelseiten Platten ablösen. Die Zerstörungszonen dringen sich verjüngend ins Innere, so daß den Druckplatten mit den Würfel­flächen anliegende pyramidenartige Körper übrig bleiben (Fig. 190). Die Druckfestigkeit verzeichnet man durch Angabe der Pressung in kg auf den qcm.



Fig. 190. Betonwürfel nach dem Druckversuch.

Im übrigen hängt das Ergebnis der Versuche bis zu einem gewissen Grade von der Form der Probestücke und von der Beschaffenheit der Druckplatten der Maschine ab. Beim Zerdrücken zwischen harten Platten ist insbesondere ein deutlicher Einfluß der Höhe des Probestückes festzustellen: niedrige (plattenförmige) Stücke ergeben wesentlich

1) Zu Pflastersteinen ist ein Material nur gut tauglich, wenn es bei geringer Abnutzbarkeit eine große Zerdrückungsfestigkeit aufweist und überdies die Eigenschaft hat, bei der Verwendung rau zu bleiben. Allzu feinkörnige Gesteine, wie Basalte (die zwar oft wenig abnutzbar und sehr druckfest sind), werden leicht glatt, was insbesondere ein Gleiten der Zugierte veranlaßt. Trefflich geeignet sind als Pflasterstein mittelkörnige Granite, Syenite, Gabbros, Diabase.

2) 7,07 cm Kantenlänge entsprechen 50 qcm Druckfläche. Die Platten der Maschine müssen dem Probekörper glatt anliegen. Der Druck ist natürlich auf die ganze Fläche zu verteilen, nicht etwa nur auf ihren zentralen Teil zu richten, wobei das Material auch zugleich auf Schubfestigkeit beansprucht sein und höhere Zahlen geben würde. Eine regelmäßige Verschiedenheit der Ergebnisse bei Zylindern und Prismen wird nicht beobachtet. Bei schichtigen Gesteinen sollen die Druckflächen mit der Schichtung parallel verlaufen.

größere Zahlen als der als Normalform betrachtete Würfel; höhere (säulenförmige) Stücke liefern dagegen etwas kleinere Werte, und zwar nähert sich letzterer bei wachsender Länge des Probekörpers einem festen Grenzwert.

Benutzt man sehr gleichmäßige Papierzwischenlagen, welche genügend Druck aushalten, so stellt sich eine Konstanz der Ergebnisse auch bei niedrigen Höhen der Druckkörper ein¹⁾. Die

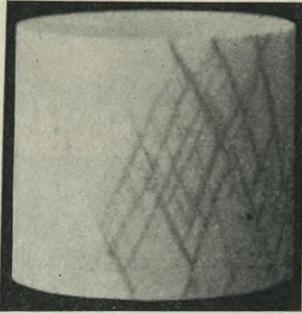


Fig. 191. Druckfestigkeitsprobe. Marmorzylinder mit den vor dem Bruch erscheinenden Mohrschen Linien.

Festigkeitszahl bei diesen Versuchen stimmt gut mit dem oben genannten Grenzwert überein. Man ist berechtigt, diese Zahl als die Idealfestigkeit, d. h. als Ausdruck der dem Körper wirklich innewohnenden Festigkeit anzusehen. Daß man trotzdem gewöhnlich die „Würfel Festigkeit“ bestimmt, geschieht, weil die Herstellung des Probekörpers und die Versuchsdurchführung dann am einfachsten

sind und weil man für die Praxis nur Vergleichszahlen für die verschiedenen Materialien zu haben wünscht. Hierfür eignet sich die Würfel Festigkeit so gut wie jede andere. Das Verhältnis der Würfel Festigkeit zur Idealfestigkeit betrug bei einem karrarischen Marmor 1,18, bei (hartem) Melaphyr 1,08.

Bei der Beschreibung der Gesteine im systematischen Teile dieses Buches sind Angaben über die Würfel Festigkeit gemacht. Um eine allgemeine Vorstellung zu geben, sei vermerkt, daß man z. B. bei Sandsteinen öfter Zahlen wie 200—800 kg/qcm findet, bei Kalksteinen und Dolomiten vielfach 500

bis 1200 kg/qcm, bei Granit und verwandten Gesteinen 800—2500 kg/qcm und mehr. Bei Basalten geht die Druckfestigkeit zuweilen bis 4000 kg/qcm, ja es werden bei ihnen Festigkeiten von 5000 kg/qcm und darüber angegeben. Vom Wasser durchtränkte Gesteine haben oft eine geringere Druckfestigkeit als trockene, insbesondere wenn Ton am Aufbau teilnimmt. Man mißt die Druckfestigkeit deshalb sowohl im trockenen als auch im wassersatten Zustande des Materials, im übrigen auch nach vielfachem Gefrierenlassen (vgl. S. 104).

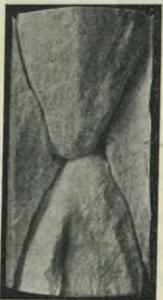


Fig. 192. Druckfestigkeitsprobe. Marmorzylinder regelmäßig zerbrochen.

Es ist selbstverständlich, daß der natürliche Erhaltungszustand eines Gesteins die Druckfestigkeit

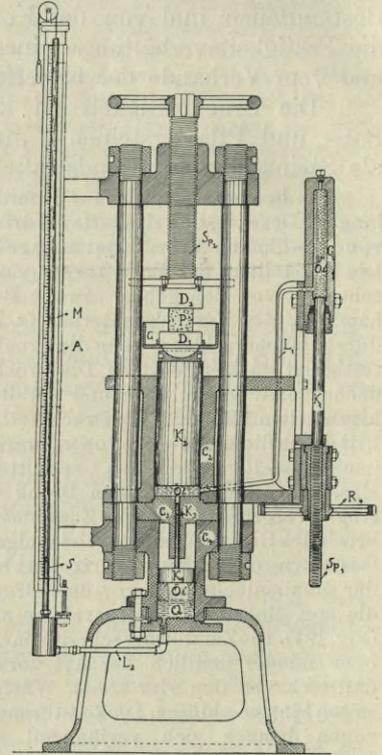


Fig. 193. Presse für Druckfestigkeitsuntersuchungen nach Amsler.

Getriebe R_4 drückt die Schraubenspindel S_{P1} und ihre Verlängerung Kolben K_1 in den ölgefüllten Zylinder C_1 . Der Druck pflanzt sich durch die Rohrleitung L_1 in den Kolbenraum des Zylinders C_2 fort, preßt den Kolben K_2 mittels des Kugelgelenkkörpers D_1 gegen das Probestück P . Gefäß G sammelt die Bruchstücke beim Versuch. Nach oben bildet der durch die Spindel S_{P2} auf P niedergelassene Druckkörper D_2 das Widerlager für P . Zur Anzeige des Druckes wird der sehr dünne Kolben K_3 im Zylinder C_3 und der an K_3 angeschlossene Kolben K_4 in Zylinder C_4 benutzt. K_4 drückt auf Öl und preßt Quecksilber Q durch die Rohrleitung L_2 in eine Manometervorrichtung M auf dem Ablese Brett A . Der Schwimmer S zeigt den Quecksilberstand an.

1) Die Ursache liegt darin, daß dem Probekörper eine größere Freiheit der Formänderung gegeben ist, als wenn er zwischen den pressenden harten Platten der Maschine oben und unten an der Querschnittsvergrößerung verhindert wird.

sehr beeinflusst. Man muß sich z. B. davor hüten, anzunehmen, das Granite immer sehr druckfest seien. Verwitterung und innere Zertrümmerung durch Gebirgsdruck (besonders bei Material aus der Nähe von Verwerfungen) können die Festigkeit sehr stark vermindern.

Man kann sich für ein Gestein jeweils eine Säulenhöhe berechnen, deren Fuß noch gerade die Last der auflagernden Gesteinsmasse trägt, ohne zermalmt zu werden. Für Sandstein von 460 kg/qcm Druckfestigkeit und dem Raumgewicht 2,3 würde sich eine solche Säule von 2000 m Höhe ergeben. Die geringe Erhebung und die nach oben sich meist stark verjüngende Gestalt der Berge bringt es mit sich, daß ihr Bergfuß weit unter der Maximalbeanspruchung des Gesteins belastet erscheint. Dabei ist jedoch zu bedenken, daß die „Gebirgsfestigkeit“ infolge von Spalten und andren schlechten Stellen meist weit geringer sein wird als die durch den Versuch an gesundem Material festgestellte Druckfestigkeit. Z. B. bei Tunnelbauten unter hohen Bergen und bei Bergwerken ist das zu berücksichtigen. Man sucht dem Gebirgsdruck durch Ausmauern der Strecken usw. zu begegnen.

Die Erfahrung zeigt, daß in solchen tiefegelegenen künstlichen Hohlräumen der Druck allseitig wirkt. Auch die Sohle von Strecken wird eingedrückt, also nach oben gepreßt. Wie A. Heim betonte, wird man trotz der damit verbundenen hohen Kosten gut tun, tiefe Tunnel rundum röhrenartig auszumauern, um spätern dann noch kostspieligern Maßregeln und Unglücksfällen zu entgehen.

β) Auf Zugfestigkeit die Gesteine stark zu beanspruchen, vermeidet man, da sie verhältnismäßig gering ist. Sie beträgt nur $\frac{1}{8}$ — $\frac{1}{60}$, im Durchschnitt $\frac{1}{30}$ der Druckfestigkeit.

Zur Erklärung dieser geringen Festigkeit muß man bedenken, daß man es in den Gesteinen mit Aggregaten zu tun hat. Der Zusammenhang wird beim Zug im allgemeinen an den Grenzen der Bestandteile gelöst. Es kommt also nicht die Individualfestigkeit der Gemengteile in Betracht, sondern die Aggregatfestigkeit, die wesentlich von dem Gefüge des Materials abhängt. Die Individualfestigkeit von Glimmer z. B. ist sehr hoch, etwa so groß wie die Zugfestigkeit von manchem Schmiedeeisen (ca. 30 kg/qmm).

γ) Die Biegezugfestigkeit der Gesteine ist weit geringer als die Druckfestigkeit, nämlich etwa $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{12}$, im Durchschnitt etwa $\frac{1}{7}$ dieser Größe, die Scher-(Schub-)Festigkeit im Durchschnitt etwa $\frac{1}{14}$ der Druckfestigkeit.

Bei Besprechung der Gesteinsfestigkeiten sei auch des „knallenden Gebirges“ oder der „Bergschläge“ gedacht. Es betrifft das ein z. B. in Steinkohlen- auch Salzbergwerken und bei Tunnelbauten (Tauern, Simplon) beobachtetes, unter Knall vor sich gehendes Abpringen von Platten oder Scherben kompakten Gesteins parallel zur bloßgelegten Fläche; ein Anzeichen des plötzlichen Ausgleiches innerer Spannungen im Gestein.

d) **Raumgewicht und spezifisches Gewicht.** Für den Transport und für Belastungsberechnungen kommt das Gewicht der Volumeinheit, das sog. Raumgewicht (Volumgewicht) der Gesteine in Frage. Nur bei kompakten Massen fällt es mit dem spezifischen Gewichte (d. h. dem Gewicht der Volumeinheit lückenlosen Materials) zusammen. Bei porigen Gesteinen nimmt Luft teil am Aufbau der Kubikeinheit, welche letztere dann natürlich geringeres Gewicht besitzt, als wenn das Material in sich geschlossen wäre. Man findet das Gewicht der Volumeinheit durch Wägung und Volumbestimmung von Probekörpern, das spezifische Gewicht am Gesteinspulver mit Hilfe der pyknometrischen Methode. Unter dem Dichtigkeitsgrad d versteht man das Verhältnis vom Raumgewicht r zum spezifischen Gewicht s , also r/s ; bei dichten Körpern ist $d = 1$, bei undichten kleiner als 1. Der Grad der Porosität oder Undichtigkeitsgrad u wird durch $1 - r/s$ ausgedrückt.

Das mittlere spezifische Gewicht der Gesteine beträgt etwa 2,7, d. h. 1 cbm kompakten Gesteins wiegt im Mittel etwa 2700 kg.

e) **Wetterbeständigkeit.** (Vgl. Bildung der Sedimentgesteine Abschnitt X.) Sie hängt natürlich außer vom Orte der Gesteinsverwendung gleichfalls

einsteils von der mineralischen Art eines Gesteins und dann von seinem Gefüge ab. Es kommen für technische Verhältnisse folgende Umstände in Betracht.

α) Frostbeständigkeit bzw. Zerfrieren. Gesteine, die Wasser aufgenommen haben und der Kälte ausgesetzt werden, sind gefährdet, durch Zerfrieren zu zerfallen, zu bersten, oberflächlich abzublättern oder abzusanden. Das in ihnen verteilte Wasser vergrößert beim Kristallisieren mit außerordentlicher Kraft sein Volumen und wirkt, falls nicht Raum genug zur Ausdehnung vorhanden ist, sprengend. 1 ccm Wasser wird zu 1,0908 ccm Eis. Ist Raum zur Ausdehnung gegeben, das Gestein z. B. großporig und sind die Lücken vom Wasser nicht ganz erfüllt, so bleibt die Sprengwirkung aus, oder sie ist doch gering; größere Wirkungen vollziehen sich, wenn ein Ausweichen des Wassers beim Gefrieren nicht oder nur unvollkommen möglich ist und die Gesteinsfestigkeit der Sprengkraft des kristallisierenden Wassers nicht gewachsen ist. Sehr feste Gesteine können also trotz Porengehalt frostsicher sein.

Vor allem ist zu betonen, daß erst eine vielfache Wiederholung des Gefrierprozesses größere Zerstörungen hervorruft. Das Eis wirkt in solchen Fällen wie ein immer weiter vorgeschobener Keil. Hat es nämlich ein Spältchen geöffnet, so füllt sich dies nach dem Auftauen mit Wasser; dieses gefriert wieder, reißt dabei das Spältchen weiter auf, und so wird die Kluft allmählich vorgeschoben und auch erweitert.

Es ist ersichtlich, daß besonders innerlich, z. B. durch Gebirgsdruck, zermürbte Materialien (manche Granite), ferner fein poröse, etwa durch Auslaugung ihres kalkigen Bindemittels zum Teil beraubte Sandsteine (wie sie in der Nähe wasserführender Verwerfungen vorkommen) weiterhin tonhaltige, auch leicht spaltende, schieferige und schülferige, oder mit vielen gut spaltenden Mineralien (Glimmer) versehene Gesteine dem Zerfrieren besonders ausgesetzt sind. Sie gewähren dem Wasser leichtern Eingang als kompakte Massen.

Wenn der Frost keinen wirklichen Zerfall eines Gesteins zustande bringt, so wird doch wohl vielfach die Festigkeit des Materials durch ihn vermindert.

Die Frostzerstörung fehlt natürlich in Ländern, deren Klima keine Temperaturerniedrigung unter 0° mit sich bringt (natürlich auch an hier nicht in Betracht kommenden Orten, an denen kein Auftauen von Eis stattfindet), und so erklärt sich z. B. die Dauerhaftigkeit von Obelisken in Ägypten und ihr schneller oberflächlicher Zerfall in kalten und zugleich feuchten Ländern [Obelisken in Paris, New York. Der letztere wurde, um dem Eindringen vom Wasser (auch von Pflanzen) Einhalt zu tun, mit Kreosot haltendem Paraffin getränkt].

Man prüft Gesteine auf Frostbeständigkeit durch vielfach (etwa 25 mal) abwechselndes Eintauchen in Wasser bis zur Sättigung, Gefrierenlassen in Kälteschränken, Auftauen bei Zimmertemperatur und Bestimmung der Gewichtsabnahme. Der Verlust wird in Prozenten des Raumgewichts angegeben. Nach den Gefrierversuchen wird das Material von neuem auf Druckfestigkeit geprüft.

Bemerkung. Einfluß auf die Entstehung von gröbern oder feineren Rissen und damit auf die Festigkeitsverhältnisse und auf das Verhalten gegen Frost hat auch die Art der Gewinnung und Bearbeitung eines Gesteins. Sind mit ihr starke Erschütterungen (z. B. durch Sprengwirkungen, schwere Hammerschläge, Stürze aus großer Höhe und auf festen Untergrund) verbunden, so wird der gute Zusammenhalt der Gemengteile gefährdet, die Gefahr des Zerfrierens durch Bildung von Rissen erhöht. Auch die Art der Bearbeitung von Gesteinsstücken ist in der Hinsicht natürlich von Bedeutung. So kann z. B. das „Spitzen“ und „Kröneln“ von Sandsteinen Risse hervorrufen und Frostabsandung zur Folge haben.

β) Lösung und chemische Umsetzung. Es ist selbstverständlich, daß in regenreichen Gegenden in Wasser verhältnismäßig leicht lösliche Gesteine nicht dem Wetter ausgesetzt werden dürfen, so nicht Gips als

Naturstein, der zu 20—25 Teilen in 10 000 Teilen Wasser löslich ist. In regenlosen Gegenden oder auch in trockenen Bergwerken baut man indes gelegentlich sogar mit leicht löslichen Salzen, wie Soda oder Steinsalz.

Karbonate lösen sich allmählich in kohlenensäurehaltigen Gewässern, wobei zu vermerken ist, daß auch der Regen schon Kohlensäure enthält. Wenn die Auflösung auch nur langsam vor sich geht, so genügt sie doch, um z. B. polierten, nicht geschützten Marmorfiguren ihre Glätte zu nehmen.

Auf chemischer Umsetzung beruht die zerstörende Wirkung von Kalkkarbonat (z. B. der Oberfläche von Marmor oder des dolomitischen bzw. kalkigen Bindemittels von Sandstein) durch schweflige Säure oder Schwefelsäure, wie sie durch die Verbrennung von Eisenkies (FeS_2) haltenden Kohlen in der Luft der Städte und dann auch im Wasser und Schnee gefunden wird.

Der Kohlensäuregehalt der Landluft beträgt 3—4,15 Volumeinheiten in 10000 Teilen Luft; in Berlin fand man 3,9—4,5 Teile.

An Gewichtsteilen enthält eine Million Luft in London 20,49 Schwefelsäure, in Manchester 41,66.

Am meisten leiden durch Kohlensäure bzw. schweflige oder schwefelsäurehaltiges Wasser natürlich horizontale Gesteinsflächen, weil auf ihnen die Flüssigkeit sich lagert, also lange einwirkt.

Als Beispiel für die Zerstörung dolomitischen Sandsteins sei nach E. Kaiser die Zersetzung des für den Kölner Dom vielfach verwendeten sog. Stubensandsteins von Schlaitdorf erwähnt. Zufolge der Einwirkung von Rauchgasen, die schweflige Säure oder Schwefelsäure enthalten, auf das karbonatische Bindemittel des porösen Bausteins entsteht in ihm Bittersalz und Gips, die in kleinerm Abstand von der Steinoberfläche als weißliche Schicht gefunden werden und eine Abschälung verursachen.

Von sonstigen chemischen Umsetzungen, die sich in dem Wetter ausgesetzten Bausteinen vollziehen, seien als besonders wichtig zunächst noch hervorgehoben die Veränderung von Eisenkies bzw. Markasit (FeS_2) zu Brauneisenstein ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)

unter Bildung von Eisenvitriol, auch von Schwefelsäure. Das Sulfat und die Säure wirken weiter zersetzend z. B. auf Karbonate unter Bildung von Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ein. Es können hierdurch Gesteine zum vollständigen Verfall kommen, und ist also die Benutzung von viel und besonders fein verteilten Eisenkies und zugleich Karbonat enthaltenden Materialien, falls sie wie Dachschiefer oder Sandsteine den Atmosphären ausgesetzt werden sollen, zu vermeiden. (Nachweis des Eisenkies S. 92, des Karbonats S. 93.) Auch ein Gehalt an Eisenkarbonat (FeCO_3) gibt Veranlassung zur Bildung von Brauneisenstein, der sich z. B. auf eisenkarbonathaltigem Marmor als gelbbraune Flecken und Streifen geltend macht (Nachweis S. 94).

Poröse Gesteine saugen, falls sie als Grundmauer ins Erdreich tauchen, aus letzterm Lösungen infolge der Kapillarkraft auf und veranlassen auf die Weise Umsetzungen mit Stoffen im Gestein, etwa gleichfalls mit Eisenkies. Beim Verdunsten der Lösungen an der Gesteinsoberfläche kommt es, ähnlich wie auf dem Wüstenboden in großem Maßstabe, hier im kleinen zu Ausblühungen der Salze, so von Bittersalz, Alaun, Eisenvitriol, Gips, Salpeter. Man schützt



Fig. 194. Durch Rauchgase zerstörter Sandstein am Kölner Dom. Nach E. Kaiser.

die obern Gesteinsmassen eines Bauwerkes durch einen Abschluß nach unten vermittelt recht dichter Materialien. Natürlich kann auch der Mörtel Veranlassung zu chemischen Umsetzungen der Gesteinsgemengteile geben.

Alle solche chemischen Umänderungen schädigen mehr oder minder die Haltbarkeit der Gesteine. Der beste Schutz liegt in sorgfältiger Materialauswahl.

γ) Zerstörung durch Pflanzen. Auf rauhen oder mit gröbern oder auch feinen Rissen versehenen Gesteinen, besonders wenn sie Feuchtigkeit leicht halten, z. B. tonige Bestandteile besitzen, siedeln sich oft Pflanzen an, so Pilze, Flechten, Moose, deren Keime der Wind heranträgt. Durch Eindringen und Verdicken der Wurzeln beim Wachstum verursachen sie einzeln zwar nur geringfügige, aber nach vielfacher Wiederholung sehr merkliche Absprengungen der oberflächlichen Gesteinsteile. Durch Abscheidung von pflanzlichen Säuren wirken die lebenden Gewächse und durch die Zersetzungsstoffe die vermodernden Teile weiterhin chemisch umsetzend ein.

Auf Ruinen wachsende Bäume und Sträucher, Efeu an Wänden können in genannter Art zur Zerstörung von Bauten beitragen.

Bemerkung. Einen gewissen Anhalt für die Wetterbeständigkeit eines zu benutzenden Materials hat man am Orte der Gewinnung, wo neben frisch gebrochenen, auch, besonders in den Außenteilen (der „Schwarte“) des Gesteinsvorkommens, lange dem Wetter ausgesetzte Massen zu beobachten sind. Es ist aber zu bedenken, daß in der Natur die Verwitterung häufig schon in selbst geologisch langen Zeitläufen, die nach vielen Tausenden von Jahren zählen, eingewirkt und Gesteinsschädigungen hervorgerufen hat, die bei der Benutzung des Materials für technische Zwecke zunächst nicht zu befürchten sind. So kommen hier nicht in Betracht die bei den Erörterungen über gesteinsbildende Mineralien erwähnten und bei der Entstehungsgeschichte der Sedimente später noch genauer zu besprechenden Verwitterungen von Feldspat zu Kaolin, Glimmer, Epidot, von Biotit zu Chlorit usw.

Wichtige Beobachtungen kann man öfter in der in Rede stehenden Hinsicht an Bauwerken machen. Weiter geben Laboratoriumsversuche Aufschluß¹⁾, zumal wenn es sich um Besonderheiten handelt, wie z. B. um die Widerstandsfähigkeit von Gesteinen gegen schweflige Säure, die in Städten durch Verbrennen eisenkieshaltiger Kohlen massenhaft in die Luft kommt. Hervorzuheben ist auch an dieser Stelle der praktische Nutzen der Dünnschliffuntersuchung, die einen vortrefflichen Einblick gewährt in die Art der Bestandteile eines Gesteins bzw. sonstiger in gleicher Art zu behandelnder Baumaterialien. Sie deckt das Vorhandensein schädlicher Gemengteile auf, läßt den Erhaltungszustand und die Verbandsverhältnisse erkennen und gestattet somit einen Schluß auf das Verhalten des Materials bei seiner Verwendung. Dazu kommt, daß man auch das dünne Schliffblättchen sehr wohl der Einwirkung von Reagentien aussetzen und seine dann eintretenden Veränderungen in allen Stadien der Entwicklung mikroskopisch beobachten kann.

Schutz gegen Wetterunbille hat man Ornamentsteinen z. B. durch Polieren der Oberfläche zu geben versucht. Es ist das in der Tat ein gutes Mittel, da es die Angriffsfläche, die bei rauher Außenseite besonders groß ist, sehr vermindert. Das Wasser läuft an glatten Flächen ab, während es in Vertiefungen rauher Steine stehen bleibt, hier weiter Gase (etwa schweflige Säure, Kohlensäure) absorbiert und chemisch wirkt, einsickert und bei Frost mechanische Zerstörungen verursacht. Pflanzenkeime und Staubteilchen haften natürlich gleichfalls schwieriger an glatten als rauhen Flächen. Den besten Beweis für Gesteinsschutz durch Oberflächenglättung liefern die von Diluvialgletschern polierten Granite Skandinaviens, die kaum durch Verwitterung gelitten haben.

Auch durch Tränken der Gesteine mit erhärtenden und die Hohlräume verstopfenden Mitteln hat man günstig auf die Erhaltung des Materials eingewirkt.

f) **Wasserdurchlässigkeit.** Die wechselnde Fähigkeit der Gesteine, Wasser durch sich hindurchzulassen (zu filtrieren), in sich aufzuspeichern oder ihm den Durchpaß zu verlegen, ist von hoher Bedeutung für die Grundwasser-

¹⁾ Vgl. Seipp, Wetterbeständigkeit der natürlichen Bausteine sowie abgekürzte Wetterbeständigkeitsprobe desselben Verfassers.

verhältnisse, das Vorkommen von Quellen, auch für die Festigkeitszustände der Gesteine und somit für den Wasserbauingenieur, Architekten, Landwirt und Forstmann von hoher Bedeutung. Klüftige, spaltenreiche Gesteine, viele Kalksteine, vor allem lockere Gesteinsmassen, wie Sand, Kies, Grand, Gerölle lassen Wasser schnell durch sich hindurchsickern, lückenlose oder doch porenarme Gesteine, wie nichtklüftiger Granit, Diabas u. a., vor allem auch Ton und tonige Gesteine verhindern ihm den Durchgang; sie stellen sich also einem Einsickern bzw. falls sie die Unterlage durchlässiger Gesteine sind, einem weitem Versinken des Wassers in den Weg¹⁾, sammeln es im letztern Falle als wassertragende Gesteine in den lockern, dann wasserführenden Massen über sich und lassen es, ihrem Gefälle entsprechend, auf sich abfließen. An dem Einschnitt der Oberkante des die unterirdischen Sickerwasser abfangenden undurchlässigen Gesteins mit der geneigten Oberfläche des Geländes tritt das Wasser dann in einem Quellenhorizont zutage. So geben z. B. die von klüftigen Sandsteinen usw. überlagerten Tone der untern Kreideformation mancherorts einen wichtigen Quellenhorizont ab. Bezüglich der tonigen Gesteine, den Hauptreglern der Grundwasserverhältnisse, ist zu vermerken, daß sie reichlich Wasser in sich aufnehmen, im übrigen es aber, wie erwähnt, nicht durchlassen. Wichtig ist hierbei, daß Ton zufolge der reichlichen Wasseraufnahme sein Volum vermehrt (quillt) und in dem Zustande (z. B. in Tunneln, Bergwerken) stark drückend, treibend wirkt. Dazu kommt, daß er hierbei in einen plastischen, leicht beweglichen, fließfähigen Zustand gerät. Insbesondere auf schräger Unterlage, und wenn eine Ausweichungsmöglichkeit besteht, setzt er sich in Bewegung und nimmt dabei ev. auf ihm lagernde Massen mit.

Dem Ingenieur stellen sich somit bei technischen Anlagen, besonders in bergigem Gelände, bedrohliche Schwierigkeiten entgegen, wenn er mit tonreichen Gesteinen zu tun bekommt. Oft mußten außerordentliche Aufwendungen gemacht werden, um den Mißlichkeiten und Gefahren zu entgehen, die gleitende Gesteinsmassen mit sich bringen²⁾.

1) Flüsse in Gegenden mit wasserundurchlässigen Gesteinen neigen zu Hochwasser.

2) Ein anschauliches Bild von diesen in technischer Hinsicht so überaus wichtigen Verhältnissen bezüglich des Eisenbahnbaues in Süd-Italien gibt Theobald Fischer in Kirchhoffs Länderkunde von Europa. Er schreibt: Eine besondere, Italien kennzeichnende Schwierigkeit bot sich dem Eisenbahnbau in den Apenninen in der weiten Verbreitung gleitender Bodenarten, Tone und Mergel. Auf weite Strecken kam der Eisenbahnkörper immer und immer wieder ins Gleiten, eine neu angelegte Strecke glich der alten, man war gezwungen, Tunnel anzulegen oder die Linien ganz zu verlegen, um solch gefährliche Gebiete zu umgehen. Namentlich Sizilien steht in dieser Hinsicht obenan. Die Linien Palermo-Porto Empedocle und Catania-Licata durchlaufen auf 130 km gleitende Tone. Einschnitte, die man bis zu 20 m Tiefe geführt hatte, flossen zusammen, Dämme glitten auseinander, ganze Strecken setzten sich talabwärts in Bewegung, alle Versuche der Befestigung scheiterten. Ähnlich liegt es bei der Linie Neapel-Foggia und der Linie Avellino-Ponte Santa Venera. Etwa 500 km Eisenbahn liegen in solchem Boden. In derartigen gebirgigen Tongegenden kostet oft 1 km 500 000—600 000 Lire und mehr, und die Tunnelbauten, zu denen man nach jahrelangen vergeblichen Ausbesserungen schreitet, zuweilen der laufende Meter 4000—5000 Lire.

Ein kennzeichnendes Beispiel für Fundamentierungsschwierigkeiten bei der Errichtung schwerer Bauwerke auf Boden mit Tonlage siehe bei der Besprechung der Tongesteine.

Aus dem Bergwerksbetriebe seien die Schwierigkeiten treibender Kaoline (Tone) in den Grubenbauten des Schemnitzer Gangsystemes erwähnt. Die Erhaltung von Strecken in drückenden Tonen ist oft sehr schwierig. Beim Tagebau von Gr. Ilsede bei Hannover hob eine von unten drückende Tonschicht Gleisanlagen mehrere Meter empor.

Viele Rutschungen im Baugrunde, beim Wegebau, in Eisenbahneinschnitten, in Bergwerken, Steinbrüchen, Gräbereien usw. sind durch diese Beweglichkeit mit Wasser gesättigter Tongesteine zu erklären. Leider spielt oft dabei nicht höhere Naturgewalt, sondern Unkenntnis der einschlägigen gesteinskundlichen Verhältnisse eine Rolle.

Man prüft zusammenhaltende Gesteine auf Wasserdurchlässigkeit mittels Apparate, bei denen Wasser unter bekanntem Druck während bestimmter Zeit gegen Probescheiben gepreßt und nach dem Durchgang durch das Versuchsobjekt in seiner Menge festgestellt wird. Lockere Massen kann man auf Filtriergeschwindigkeit untersuchen, indem man eine Lage bestimmter Höhe auf einer Unterlage von Filtrierpapier in Siebe bringt, mit Wasser übergießt und nun die in einer Zeiteinheit durchlaufende Flüssigkeit mißt. Dabei ist die Temperatur des Wassers nicht ohne Belang. Warmes Wasser filtriert leichter als kaltes.

g) **Luftdurchlässigkeit.** Diese Eigenschaft der Bodenarten und poröser Gesteine ist von großer Wichtigkeit für die Durchlüftung des Bodens und der Gebäude durch die Bausteine hindurch. Das auch manche anscheinend

dichte Gesteine, so Sandsteine, luftdurchlässig sind, läßt sich durch einen anschaulichen Versuch der Art zeigen, daß man gegen einen solchen Sandstein, wie es in Fig. 195 dargestellt ist, einen Luftstrom bläst und durch den Stein hindurch z. B. ein Licht verlöscht. Der Grad der Luftdurchlässigkeit ließe sich in ähnlicher Weise wie die oben erwähnte Wasserdurchlässigkeit bestimmen.

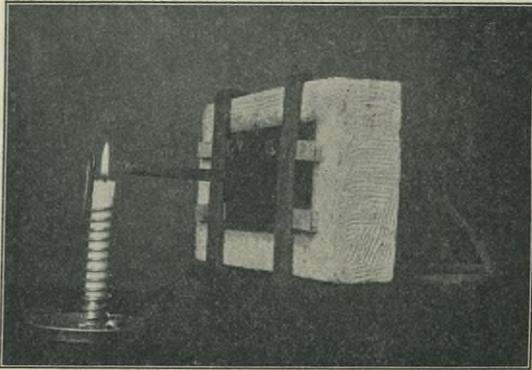


Fig. 195. Blasen von Luft durch Sandstein zum Nachweis der Porosität. In den Stein sind vorn und hinten zwei mit Rohr versehene Eisenplatten eingelassen und angepreßt.

Sind die Gesteinsporen von Wasser erfüllt, so wird natürlich der Luftdurchlaß verhindert, was nach Durchfeuchtung des Sandsteins bei obigem Versuch gezeigt werden kann.

Anmerkungen. Nicht alle Poren eines Gesteins kommen für die Wasser- bzw. Luftdurchlässigkeit in Betracht, nämlich nur diejenigen, welche miteinander in Verbindung stehen und auf die Weise einen, wenn auch sehr verwickelten Durchlaßweg vorstellen. Aus dem Grunde kann die Erschließung der Porosität auf dem Wege der Bestimmung von Raumbgewicht und spezifischem Gewicht, bei der natürlich sämtliche Poren zur Geltung kommen, nicht als unmittelbar kennzeichnend für die Durchlässigkeit des Materials angesehen werden, vielmehr entscheidet darüber am besten der einschlägige Durchlässigkeitsversuch.

Die Aufsaugefähigkeit für Flüssigkeiten hängt natürlich mit der Porosität gleichfalls zusammen. Wirksam sind hierbei die Poren, die mit der Gesteinsoberfläche in Verbindung stehen. Man ermittelt sie, indem man Gesteinswürfel, die bei 100° getrocknet und dann gewogen sind, in Druckwasser (etwa auf den Boden einer allmählich zu erhöhenden Wassersäule oder in den Preßraum einer hydraulischen Presse) legt und die Menge aufgenommenen Wassers durch Wägung bestimmt. Auch hat man wohl die Höhe ermittelt, bis zu welcher in gegebener Zeit Wasser bzw. Sole in porösen Gesteinen aufsteigt, die man als Säulchen mit ihrem Fuß in die Flüssigkeit stellte. Die Verdunkelung der Farbe an den durchfeuchteten Partien gibt schon einen Anhalt über das Maß des Aufsteigens. Einen vorläufigen Überblick über die Verhältnisse gewährt auch die Beobachtung, ob ein auf die Oberfläche eines getrockneten Gesteins geträufelter Wassertropfen schnell oder langsam aufgesogen wird. Die Verteilung der Poren wird deut-

licher, wenn man bei diesem Versuch gefärbte Flüssigkeiten, etwa Alizarintinte, benutzt. Bei Gesteinsplatten, die wie z. B. Marmortische in Fleischerläden äußerst sauber bleiben müssen, darf nichts einziehen. Sehr poröse Stoffe sind bekanntermaßen vorzüglich geeignet zur Aufsaugung von Flüssigkeiten, so Kieselgur für Nitroglyzerin.

h) **Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärme und Wärmefestigkeit.** Die Leitfähigkeit der Gesteine für Wärme ist verhältnismäßig gering. Setzt man die für Silber = 100, so kann man die ungefähre Zahl 0,5 für Gesteine annehmen. Stoffe, die wie Granit aus richtungslos gruppierten Körnern bestehen, leiten die Wärme nach allen Richtungen gleich schnell, ausgesprochen schieferige hingegen wie Gneiß in Richtung der Schieferung besser als senkrecht dazu. Jannetaz fand Unterschiede von z. B. 1,5:1 (Gneiß vom St. Gotthard) und 3:1 (Glimmerschiefer). Innerhalb der Schieferfläche pflanzte sich die Wärme überall hin gleich schnell fort. Bei Ton und Mergel wurde kein Einfluß der Schichtung wahrgenommen¹⁾. Wie man beim Tunnelbau erkannt hat, haben solche Verschiedenheiten der Wärmeleitfähigkeit Einfluß auf die Temperaturen im Berginneren. Bei steiler Schichtenstellung wird die Erdwärme leicht parallel der Schichtung nach außen abgeführt, und die Wärme erweist sich daher geringer als bei flacher Schichtenlagerung in derselben Tiefe; bei letzterer Stellung der Gesteinsplatten schützen die obren Schichten die untern mehr vor Wärmeverlust, ähnlich wie der Deckel auf einem Topf den Inhalt des letzteren warm hält.

Das Vermögen, die Wärme zu leiten, ist bei Gesteinen nach den Versuchen von E. Leß nicht nur bei verschiedenen Arten, sondern auch bei verschiedenem Vorkommen desselben Gesteins wechselnd groß. Der Genannte setzte die Wärmeleitung eines Marmors aus den Pyrenäen gleich 1000 und fand z. B. die des Marmors von Carrara 769, des Sandsteins von Strehlen 701, des sächsischen Serpentin 676, von Ton 275. Wesentlich ist für solche Verhältnisse das Vorhandensein oder Fehlen von luftgefüllten Poren in den Gesteinen. Die in den Hohlräumen enthaltene Luft leitet die Wärme sehr schlecht. Daher eignen sich sehr poröse Stoffe, wie Kieselgur, als Wärmeschutzkörper zur Umhüllung von Dampfrohren, Kälteräumen usw. Poröse Gesteine als Bausteine verhindern einen allzu schnellen Temperaturausgleich. Sie fühlen sich warm an. Wie bei allen praktischen Wärmeübertragungen durch die Luft spielen aber in dieser Hinsicht Luftströmungen eine große Rolle.

Die spezifische Wärme ist bei Gesteinen beträchtlich groß. Als solche findet man angegeben z. B. für Granit von Baveno 0,1941, für Syenit 0,1986, Basalt 0,1988, Serpentin 0,2439, Trachyt vom Siebengebirge 0,2089, nach Mallet für Dolomit 0,245, Sandstein von Bradford 0,215, Schiefer von Conway 0,218. Solche Zahlen werden sich auch bei den künstlichen feuerfesten Steinen finden, die aus natürlichem Material, z. B. aus Ton, gemacht werden. Die hohe spezifische Wärme ist maßgebend für die Wärmemenge, welche von solchen Steinen etwa in Wärmespeichern aufgenommen und demnach auch wieder abgegeben wird.

Übrigens steigt die spezifische Wärme stark mit der Temperatur an, d. h. bei höhern Hitzegraden werden für eine bestimmte Temperaturerhöhung mehr Kalorien gebraucht als bei niedrigen Wärmestufen. Z. B. beträgt die mittlere spezifische Wärme für Diabas von 0—1000° 0,185, für 0—1200° 0,263.

¹⁾ Jannetaz beobachtete diese Verhältnisse auf angeschliffenen und mit Wachs überzogenen Flächen, denen Wärme von einem durch das Wachs gestochenen, erhitzten Platindraht zugeführt wurde, an den im Wachs entstehenden Schmelzhöfen.

Man ermittelt die spezifische Wärme von Gesteinen dadurch, daß man abgewogene Mengen auf bestimmte Temperaturen erwärmt und in das Wasser eines sog. Kalorimeters wirft, an welchen die Gesteinswärme bis zum gegenseitigen Ausgleich abgegeben wird. Die Temperaturerhöhung des Wassers gibt ein Maß für die spezifische Wärme des Probekörpers.

Sehr wesentlich für die Schnelligkeit der Erwärmung eines Gesteins oder einer Bodenart ist ein sekundärer Umstand, nämlich der Grad seiner Durchfeuchtung, insofern als Wasser mit seiner sehr hohen spezifischen Wärme viel Wärme verschluckt. Wasseraufspeichernde und wasserundurchlässige Materialien, vor allem also Tongesteine, liefern einen kalten (schwer erwärmbaren) Boden. Sandige (wasserdurchlässige) Böden erwärmen sich weit schneller, geben die Wärme aber auch schneller wieder ab.

Die Durchrieselung von Gebirgstteilen durch kühles Oberflächenwasser vermag die Gesteinstemperatur herunterzudrücken, ein Umstand, der bei tiefen Tunnelbauten ins Gewicht fallen kann (Simplon-Tunnel). Aus größerer Tiefe aufsteigende Quellen andererseits erhöhen die Wärme der durchtränkten Gesteine (Schemnitzer Bergwerke).

Wärmefestigkeit, Feuerfestigkeit kommt bezüglich der Bausteine z. B. bei Bränden, auch hinsichtlich der Verwendung von Gesteinen als Ofenbaumaterial in Betracht. Gegen hohe Temperatur sind die Silikate, besonders reine Tone, aber auch die Quarzgesteine recht widerstandsfähig. Karbonate z. B. als Kalkstein oder als Bindemittel in Sandsteinen verlieren CO_2 und zerfallen. Manche aus mehreren Mineralien bestehende Gesteine haben nach starker Erhitzung, wohl infolge ungleicher Ausdehnung der verschiedenen Gemengteile und entstehender Risse, sehr an Festigkeit eingebüßt, viele Sandsteine werden im Feuer ganz mürbe und zerreiblich, grobkörnige Granite bröcklig. Besonders schädlich ist eine örtlich beschränkte Erhitzung (sie bewirkt starke Spannungen) und ebenso das „Abschrecken“, d. h. plötzliche Temperaturenniedrigung z. B. beim Bespritzen mit Löschwasser¹⁾.

Feuerfeste Steine für Ofenbau müssen nicht nur hohe Temperatur (gelegentlich bis 1800°) vertragen, sondern auch indifferent gegen die chemischen Prozesse sein, die im Ofen vor sich gehen. Die Natur liefert als nicht nur schwer schmelzige, sondern auch gegen viele chemische Einflüsse sichere Mineralien besonders Quarz, Ton und Graphit.

Höchst feuerfest ist die aus Magnesit (MgCO_3) durch Brennen herzustellende Magnesia (MgO); auch Dolomit ($\text{MgCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$) liefert beim Glühen dieselbe Substanz, allerdings mit dem Wasser und Kohlensäure anziehenden Kalziumoxyd (CaO) gemengt. Um diesen mißlichen beim eventuellen Lagern der feuerfesten Materialien hervortretenden Umstand hintenan zu halten, brennt man bis zur beginnenden Frittung. Die dichten Frittungshäutchen schützen das Oxyd vor dem Zutritt von Wasser und Kohlensäure. Dabei sind natürlich geringe Beimengungen schmelziger Stoffe (Eisenverbindungen) nützlich. In chemischer Hinsicht hat man nach obigem erfreulicherweise

1) Bereits die Erwärmung durch kräftige Sonnenbestrahlung und darauf folgende Abkühlung (während der Nacht oder durch Regen) vermag bei vielfältiger Wiederholung durch Ausdehnung und Zusammenziehung des Materials an der Oberfläche von Bausteinen ein Abheben und Abschuppen der äußern Partien vom weniger durch die Temperatur beeinflussten Innern zu bewirken, zumal bei dunklen Gesteinen, die leicht hoch erhitzt werden. Auch dürfte die ungleiche Erwärmung der verschieden tief gefärbten Gemengteile und ihr voneinander abweichendes Ausdehnungsvermögen eine Gefügelockerung von Bausteinen mit sich bringen und damit die Zerstörung durch die Atmosphärrillen begünstigen.

in der Natur die Auswahl zwischen ganz „sauren“ Materialien (Kieselsäure), ganz basischen (kieselsäurefreien, Kalziumkarbonat, Magnesiumkarbonat, Kohlenstoff) und Stoffen mit mittlern Gehalt an Kieselsäure (Ton mit ca. 50% SiO_2).

Man prüft auf Brandfestigkeit durch einschlägige Versuche, indem man Gesteinswürfel dem Feuer aussetzt, darauf ihre Druckfestigkeit ermittelt und mit den nicht erhitzten Würfeln desselben Stoffes vergleicht. Die Schmelzfestigkeit wird ermittelt durch Bestimmung der Erweichungstemperatur in passenden (z. B. elektrisch geheizten) Öfen unter Anwendung eines Le Chatelierschen Thermoelements, eines Wannerschen Strahlungs-pyrometers oder Segerscher Kegel als Temperaturmesser. Dabei hat man beobachtet, daß, wie vorauszusehen, die Feuerfestigkeit z. B. von Ton sehr wesentlich von seiner Reinheit abhängt. Alkalien, Eisen- und Manganverbindungen, auch Kalk und fein verteilter Quarz (SiO_2) drücken die Feuerfestigkeit von Ton stark herunter. Die chemische Analyse gibt über den Reinheitsgrad Aufschluß. (Siehe Tongesteine.)

i) Bruchflächenbeschaffenheit, Farbe und Politurfähigkeit. Für die Verwendung eines Gesteins und seinen Kaufwert als Bau- oder Ornamentmaterial ist das Aussehen der Bruchfläche außerordentlich wichtig. Die Bruchflächenbeschaffenheit hängt von der Größe und Art der Bestandteile sowie von ihrem Verbands ab. Großkristalline Entwicklung bringt eine „Körnigkeit“ (im rein technischen Sinne) mit sich. Sie verliert sich mehr und mehr, wenn die aufbauenden Mineralien geringere Größen aufweisen, schließlich erscheint das Material dem bloßen Auge dicht. Nicht selten heben sich noch einige große Bestandteile (Einsprenglinge) aus feinkörnigem oder dichtem Untergrunde heraus. Je nach der Art der Gesteinselemente kommt weiter in Betracht das Fehlen oder Vorhandensein bzw. der Grad der Spaltbarkeit der Mineralien. Quarz z. B. als nicht spaltender Körper zeigt in jedem Körnchen muscheligen Bruch, ähnlich wie Glas, Feldspate und besonders Glimmer erscheinen auf den Bruchflächen größerer Gesteine oft mit ebenen, glänzenden Flächen und beeinflussen dadurch das Aussehen wesentlich. Von großer Bedeutung in besagter Hinsicht ist die Struktur des Gesteins. Die Bruchflächen erscheinen sehr verschieden, je nach dem Gefüge. Es kann z. B. kompakt oder porös, vielleicht gar wie Bimsstein schaumig sein, oder auch erdig; gelegentlich sind die Gemengteile als unregelmäßige, in keiner Richtung sich besonders ausdehnende „Körner“, andernfalls als ebenflächige große Kristalle entwickelt. Zuweilen tun sich, wie schon oben erwähnt, nur einzelne Kristalle durch besondere Größe hervor, oder es hat eine sparrige Verschränkung leistenförmiger Bestandteile statt, auch kommt eine Parallelerstreckung in gewissen Ebenen oder nach bestimmten Richtungen vor usw. Bei der systematischen Gesteinsbetrachtung ist auf diese Verhältnisse die gebührende eingehende Rücksicht genommen, eine Erklärung für das Zustandekommen gegeben und die technische Bedeutung dieser Verhältnisse hervorgehoben.

Die Farbe ist bei Gesteinen, die nur aus einem Mineral bestehen, wie Marmor aus Kalkspat, natürlich die des Minerals. Bei farblosen Mineralien stellt sich dann im Gestein meist Weiß ein. Im Falle mehrere Bestandteile am Aufbau teilnehmen, setzen sich die Einzelfarben der Bestandteile zu einer Gesamtfarbe des Gesteins zusammen, um so mehr je geringer seine Korngröße ist. Granite, die aus weißlichem Quarz, weißlichem Feldspat und schwarzem Glimmer bestehen, sehen aus einiger Entfernung grau aus usw. Wenn ein Gemengteil die andern überwiegt, herrscht natürlich seine Farbe vor, so bei vielen rötlichen Graniten die des roten Orthoklas.

Die Gesteinsminerale sind entweder *idiochromatisch*, d. h. die betreffende Farbe kommt dem Stoff als solchen zu, er hat Eigenfarbe,

wie z. B. die schwarze, im Dünnschliff braune basaltische Hornblende ihre charakteristische Farbe besitzt, oder sie sind allochromatisch. In diesem Falle ist die Farbe teils durch molekulare Beimischung fremder Substanzen veranlaßt, z. B. beim Zirkon (Zirkonsilikat $ZrO_2 \cdot SiO_2$) durch Eisenoxyd, teils durch mechanisch eingeschlossene Fremdkörper, wie Verwitterungsprodukte und Infiltrationen. Gelegentlich rufen Luftporen, Einschlüsse von Blättchen, Stäbchen usw. schönen Farbenschiller hervor, so bei Feldspaten einen bläulichen und grünlichen Schein, bei Hypersthen einen Bronzeglanz usw. Solche Erscheinungen machen ein Gestein für Ornamentzwecke oft besonders wertvoll. Berühmt sind in der Hinsicht die blauschillernden Augitsyenite Süd-Norwegens und Labradoritgesteine aus Labrador.

Die bei Bausandstein hochgeschätzte rote Farbe rührt in den Gesteinen zumeist von Eisenoxyd (Fe_2O_3) her, ein brauner oder gelber Farbenton von Brauneisenstein ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$), welche Stoffe als mechanische Beimengungen in Gesteinen sehr verbreitet sind¹). Grünliche Farben besitzen Gesteine mit eisenhaltigen Silikaten, wie Olivin, Chlorit, Epidot, Glaukonit; graue, bläulich schwarze, schwärzliche Farbtöne, so bei Tonen und Kalksteinen, werden meist von organischen kohlenstoffhaltigen Bestandteilen verursacht, zuweilen auch gelbliche. Die betreffenden Gesteine werden durch Erhitzen (Verbrennen der Kohlenstoff-Verbindungen) gebleicht.

Bezüglich der Farbenwirkung bei Bau- und Ornamentsteinen wichtig sind weiterhin die ungleichmäßigen Verteilungen der Farbtöne, wie sie bei Eruptivgesteinen durch eingestreute, besonders große Kristalle, örtliche Anhäufungen von Mineralien, Einschlüsse fremder Gesteine, bei Sedimentgesteinen durch Schichtenwechsel, ungleichmäßige Verteilung von Farbstoffen innerhalb derselben Schicht, Anhäufungen z. B. von Ton an bestimmten Stellen im Sandstein (Tongallen) und bei beiden durch ungleichmäßige Verwitterung sowie durch Mineralabsätze in Spalten (Gangbildungen) zustande kommen. Wo es gilt, für große Bauwerke gleichmäßiges Material zu gewinnen, machen sich diese Ungleichmäßigkeiten in der Farbenverteilung gelegentlich störend gelten.

Sehr wesentlich ist in der in Rede stehenden Hinsicht Farbbeständigkeit von Gesteinen. Gelegentlich zwar gewinnen Bausteine unter dem Einfluß der Atmosphärien einen schönern, wärmern Farbenton, z. B. gewisse gelbliche Kalksteine (italienische Travertine) ein tieferes Gelb wohl infolge Verwitterung fein verteilten Eisenkieses, im allgemeinen ist indes Farbbeständigkeit erwünscht. Öfter werden jedoch dunkel färbende, organische Bestandteile durch Oxydation an der Luft allmählich zerstört, das Gestein wird dabei gebleicht. Auch werden nicht selten beigemengte Eisenoxydul- oder Manganoxydulverbindungen (z. B. Eisenkarbonat oder Mangankarbonat) höher oxydiert, und machen sie sich dann in gelben, braunen, schwarzen Flecken und Streifen z. B. auf Marmor unangenehm geltend. In der Hinsicht gefürchtet ist besonders Eisenkies (Eisenbisulfid), der sich zu Brauneisenstein verwandelt.

Eisenoxyd ist widerstandsfähiger gegen die Atmosphärien als Eisenkarbonat und das Bisulfid vom Eisen.

¹) Beim Brennen von Gesteinen, die durch Eisenhydroxyd gefärbt sind (Tone) geht die gelbe Farbe infolge der Umwandlung des Hydroxyds in Oxyd in eine rote über (viele Backsteine, Ziegel usw.). Beiläufig gesagt, ist Eisenoxyd in der Hitze schwärzlich. Grauschwarze Backsteine, wie sie in China üblich sind, entstehen bei reduzierendem Brennen, also wohl infolge der Bildung von Eisenoxyduloxyd.

Die Farbenwirkung eines Gesteins wird durch Politur infolge der Glanzerhöhung wesentlich verbessert. Auch setzt sie das Ansiedeln von Staub, Ruß, niedern Pflanzen wegen der erzielten glatten Oberfläche stark herab. Zur bessern Haltbarkeit des Materials trägt, wie bereits erwähnt, die Politur bedeutend bei.

Gut polierbar sind im allgemeinen Gesteine mit ungefähr gleich harten Mineralien, z. B. glimmerarme Granite, der nur aus einem Mineral bestehende Marmor u. a. Liegt ein Gemenge aus harten und weichen Substanzen vor, so werden die harten Bestandteile beim Polieren blank, die weichen, besonders blätterige, weniger glatt; erdige bleiben matt. Auch ragen infolge schwerer Abnutzbarkeit die harten Gemengteile aus den weichen nach der Politur etwas hervor. Kompakte Gesteine lassen sich natürlich bedeutend leichter polieren als poröse.

k) **Chemische Zusammensetzung.** Außer als Material für Bauten verschiedenster Art werden Gesteine in sehr bedeutenden Mengen in der chemischen Großindustrie bzw. im Hüttenbetriebe gebraucht, an Eisenerzen z. B. jährlich etwa 120 Millionen Tonnen (1906), an Kohlen allein in Deutschland 193 Millionen Tonnen (1906).

Während nun bei der Verwendung von Gesteinen für die Zwecke des Architekten und Bauingenieurs ganz besonders die physikalischen Verhältnisse des Materials berücksichtigt werden, die chemischen nur insoweit sie die Haltbarkeit bedingen, handelt es sich bei der Verwertung von Gesteinsmassen als Rohmaterial für die chemische Industrie in erster Linie um die chemischen Verhältnisse der Gesteine. Die Verwendungsfähigkeit hängt vielfach von der Reinheit der Massen ab, so bezüglich des Quarzsandes für die Fabrikation klarer Gläser vom Freisein von schädigenden Substanzen wie eisenhaltigen Mineralien, bei der Mörtelbereitung aus Kalkstein von der Annäherung an 100 % Kalziumkarbonat usw. Im systematischen Teile sollen die chemischen Verhältnisse der Gesteine eingehend gewürdigt und eine Reihe von industriellen Verwendungen berücksichtigt werden.

IX. Übersicht der Eruptivgesteine.

1. Allgemeine chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine und graphische Darstellung der Analysenergebnisse.

An der stofflichen Zusammensetzung der Eruptivgesteine nehmen hauptsächlich teil Kieselsäure (SiO_2), Tonerde (Al_2O_3), Eisenoxyd (Fe_2O_3), Eisenoxydul (FeO), Kalziumoxyd (CaO), Magnesiumoxyd (MgO), Natron (Na_2O), Kali (K_2O), also acht Oxyde. Wasser (H_2O) findet man bei frischen Gesteinen meist wenig, und in gleichfalls nur untergeordneten Mengen Phosphoroxyd (P_2O_5), Titanoxyd (TiO_2), Zirkonoxyd (ZrO_2), Chlor (Cl), Fluor (Fl), Boroxyd (B_2O_3), Lithion (Li_2O), Manganoxydul (MnO), Baryumoxyd (BaO), Schwefel (S), in Spuren noch eine Fülle anderer Stoffe. Kohlensäure (CO_2)-Führung und größerer Gehalt an Wasser deuten auf Verwitterungserscheinungen hin, ausgenommen bei glasreichen Gesteinen, die auch ganz frisch wasserreich

sein können (bei Pechsteinen bis etwa 10 % Wasser). Das Verhältnis der chemischen Hauptbestandteile zueinander schwankt sehr, so der Bestand an Kieselsäure von 30—80 %, doch sind Zahlen unter 42 % SiO_2 seltene Ausnahmen. Eruptive mit mehr als 65 % Kieselsäure (SiO_2 -Gehalt des Kalifeldspats) nennt man wohl saure, solche mit 52—65 % Kieselsäure neutrale (oder intermediäre), solche mit weniger als 52 % Kieselsäure basische Gesteine.

Von Bedeutung ist, daß erfahrungsmäßig nicht alle möglichen Mischungsverhältnisse der oben angeführten wichtigsten Stoffe vorkommen, sondern gewisse Vereinigungen ausgeschlossen erscheinen; so wird das Zusammenkommen von sehr viel Kieselsäure und viel Kalk oder Magnesia nicht beobachtet, ebenso nicht von viel Tonerde mit viel Magnesia und Eisenoxdul u. a. m.

Das Ergebnis der chemischen Analyse drückt man in Gewichtsprozenten oder in Molekularproportionen (Gewichtsprozente dividiert durch Molekulargewicht) aus. Zur übersichtlichen Darstellung bedient man sich gelegentlich der Formeln, häufiger graphischer Darstellung. Solche Gesteins-Formeln, die auch die Gesteinsstruktur versinnbildlichen sollen, hat Michel-Lévy vorgeschlagen. Sie haben sich nicht recht eingebürgert, können deshalb hier übergangen werden. Osann bringt nur die chemischen Verhältnisse mit seinen Formeln zum Ausdruck.

Sein Verfahren möge an einem Beispiele erörtert werden¹⁾. Die Analyseergebnisse eines Gabbrogesteins von Harzburg (Harz) waren in Molekularverhältnissen auf 100 berechnet, und zwar wie immer auf wasserfreie Substanz und unter Umrechnung des Fe_2O_3 auf FeO : 60,04 SiO_2 ; 13,67 Al_2O_3 ; 7,92 FeO ; 2,63 MgO ; 10,98 CaO ; 3,61 Na_2O ; 1,15 K_2O . Eine bequeme Übersicht wird erlangt durch eine Aufteilung dieser Größen in Gruppen, von denen die erste (*s*) den Gesamtkieselsäuregehalt kennzeichnet, die zweite (*A*) die Anzahl der Molekel (Na, K) $_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, die dritte (*C*) die Anzahl der Molekel $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ und die vierte (*F*) die Anzahl der Molekel ($\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca}$) O angibt. Abgesehen vom Gehalt an Kieselsäure sind diese Gruppenformeln nämlich charakteristisch für bestimmte Mineralien, und zwar *A* für die Alkalifeldspate und ihre Vertreter Nephelin, Leucit, bei denen allen ($\text{Na}, \text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 = 1:1$), also wie in *A* ist. Auch für Sodalith und Hauyn stimmt das fast genau. Gruppe *C* verkörpert wieder, abgesehen von SiO_2 , den Kalkfeldspat $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$, und schließlich *F* die dunklen Gemengteile wie Augit, Hornblende, Olivin. Die Aufteilung geschieht einfach in folgender Art: SiO_2 bleibt geschlossen für sich; *s* ist also durch die Molekelzahl von SiO_2 gegeben, im vorliegenden Beispiel also = 60,04. Zur Bildung von *A* werden die Moleküle Na_2O und K_2O zusammengezählt, und von den Al_2O_3 -Molekülen werden entsprechend viel dazugenommen, im Beispiel also 3,61 + 1,15. Mithin ist $A = 4,76$. Die Zahl der Moleküle $C = \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ ist durch den noch verbleibenden Rest an Al_2O_3 -Molekülen gegeben, im Beispiel 13,67 weniger 4,76 (welch letztere zur Bildung von *A* verbraucht sind). Es bleiben also 8,91 Moleküle Al_2O_3 , denen gleichviel von CaO zugefügt werden. Die Anzahl der Moleküle $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ beträgt also 8,91; $C = 8,91$. Die übrigbleibenden Moleküle CaO (nämlich 10,98 — 8,91 = 2,07) werden wie FeO , MgO zur Gruppe *F* verwandt. Die Anzahl der Moleküle dieser Gruppe ist mithin 2,07 CaO + 7,92 FeO + 2,63 MgO , insgesamt 12,62. Sonach ist $F = 12,62$. Zusammenfassung: 60,04 *s*; 4,76 *A*; 8,91 *C*; 12,62 *F*, wobei $s + 2A + 2C + F = 100$. Um bequemere Zahlen zu bekommen, werden *A*, *C* und *F* soweit reduziert, daß ihre Summe = 20 ist. Die entsprechenden Zahlen, die abgerundet werden können, sind dann *a*, *c* und *f*. Beim besagten Beispiel lautet die Formel dann 60 *s*; 3,5 *a*; 7 *c*; 9,5 *f*. Um auch das Zahlenverhältnis der Moleküle Na_2O und K_2O leicht kenntlich zu machen, wird die Summe der Moleküle von Na_2O und K_2O auf 10 berechnet. *n* gibt davon die Anzahl der Na_2O -Moleküle an; natürlich ist die Zahl der K_2O -Moleküle dann 10 — *n*. Beim Beispiel ist $n = 7,6$. Die volle Formel heißt danach: 60 *s*; 3,5 *a*; 7 *c*; 9,5 *f*; 7,6 *n*.

Die Osannsche Formel erleichtert den Überblick der Analyseergebnisse, da man nur mit wenigen Größen zu tun hat. Außerdem lassen sich unter Berücksichtigung der

¹⁾ Näheres in Tschermaks mineral-petrogr. Mitteilungen 1899 u. f.

Dünnschliffuntersuchung allerlei Schlüsse auf die Art und Mengenverhältnisse der Bestandteile ziehen. So erkennt man im besprochenen Falle des Gabbrogesteins von Harzburg außer der Kieselsäurestufe s , daß in ihm ein Alkalifeldspat enthalten ist. Man muß dabei bedenken, daß das Verhältnis Alkalifeldspat: Anorthit nicht $a : c$ sondern $2a : c$ ist. ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2 = 2 \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = 2 \text{Albit}$, während $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = 1 \text{Anorthit}$.) Es liegt also eine Feldspatmischung von etwa $7:7 = 1:1$ vor. Natronfeldspat überwiegt stark den Kalifeldspat ($7,6:2,4$). An dunklen Gemengteilen (f) ist der Gabbro reich. Zu $A = 4,76$ Alkalifeldspat gehören $6A = 28,56$ Kieselsäure, denn die Formel für ersteren lautet $(\text{K}, \text{Na})_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2$, zu $C = 8,91$ Kalkfeldspat ($\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$) $2 \cdot 8,91 = 17,82 \text{SiO}_2$, zu $A + C$ also $46,38 \text{SiO}_2$. Von der Gesamtmenge von 60SiO_2 verbleiben für F $13,62 \text{SiO}_2$, und da $F = 12,62$ ist, so ist die wesentliche Zusammensetzung von F aus Metasilikaten, bei denen $\text{SiO}_2 : \text{RO} = 1:1$ ersichtlich.

Eine einfache graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Gesteine besteht darin, auf einem Streifen, auf dem 100 Teile entsprechend den 100 Prozenten, angemerkert sind, mit verschiedener Schraffierung oder Farbe die Gewichtsanteile oder Molekularproportionen aufzutragen. Auch hat man vorgeschlagen, auf den Strahlen einer Sternfigur den Gehalt an Kieselsäure, Tonerde usw. abzumessen und durch Verbindung der Strahlenden ein Feld zu umschließen. Mit Hilfe der Osannschen Formel ist es einfach, eine Dreiecksprojektion zu Hilfe zu nehmen (Fig. 196).

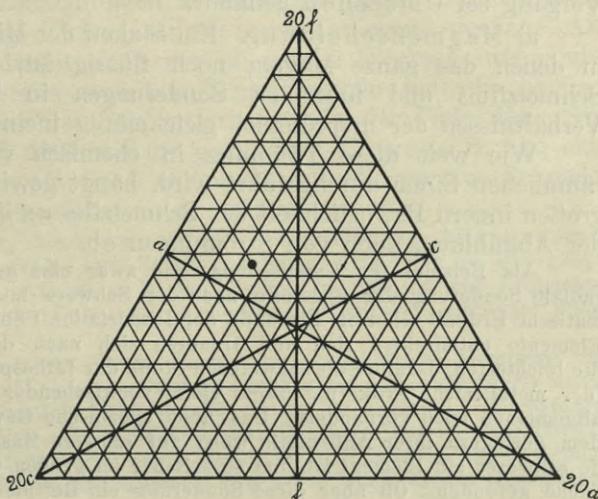


Fig. 196.

Die Höhenlinien des großen Dreiecks in Fig. 196 sind in je 20 Teile zerlegt, und Parallelen zu den Dreiecksseiten sind durch die Punkte auf den Höhenlinien gelegt. Alle Punkte auf der Basislinie haben die Bedeutung $f = 0$, die auf der ersten Parallelen $f = 1$ usw., der Punkt in der Dreiecksspitze gegenüber der Basis bedeutet $f = 20$. Entsprechend ist es mit a und c gehalten. Der Projektionspunkt für den oben erwähnten Gabbro mit $a = 3,5$; $c = 7,0$; $f = 9,5$ ist in die Figur eingetragen. Natürlich genügen zwei Daten von den dreien (a, c, f), um die Projektion zu machen. s kann in der Osannschen Figur nicht dargestellt werden.

Die Höhenlinien des großen Dreiecks in Fig. 196 sind in je 20 Teile zerlegt, und Parallelen zu den Dreiecksseiten sind durch die Punkte auf den Höhenlinien gelegt. Alle Punkte auf der Basislinie haben die Bedeutung $f = 0$, die auf der ersten Parallelen $f = 1$ usw., der Punkt in der Dreiecksspitze gegenüber der Basis bedeutet $f = 20$. Entsprechend ist es mit a und c gehalten. Der Projektionspunkt für den oben erwähnten Gabbro mit $a = 3,5$; $c = 7,0$; $f = 9,5$ ist in die Figur eingetragen. Natürlich genügen zwei Daten von den dreien (a, c, f), um die Projektion zu machen. s kann in der Osannschen Figur nicht dargestellt werden.

2. Allgemeine Übersicht der Erstarrung von Eruptivgesteins-Schmelzflüssen.

Wir setzen zunächst ein in allen seinen Teilen chemisch homogenes Magma voraus, d. h. es sind bei ihm die verschiedenen ineinander gelösten chemischen Bestandteile gleichmäßig miteinander vermischt. Die Mischbarkeit ist nun aber abhängig von der Temperatur¹⁾. Beim

¹⁾ Sie kann bei Temperaturerhöhung steigen oder auch fallen. Besonders interessant sind Umstände wie bei Nikotin und Wasser, bei denen festgestellt ist, daß ein von Temperatur und Konzentration abhängiges Nichtmischbarkeitsfeld in den Mischbarkeitsbezirk eingelagert ist (Fig. 197). Über 210° herrscht

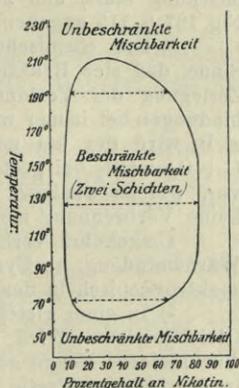


Fig. 197.

Erkalten, einem Vorgange, den alle erstarrten Eruptivmassen durchgemacht haben, kann es hiernach zu Entmischungen kommen, und zwar besteht die Möglichkeit einer solchen Sonderung

a) im Temperaturbereich, bei dem das gesamte Magma noch flüssig ist. Der Vorgang sei dann Magmensecheidung genannt.

b) im Temperaturbereich, bei dem das Magma Kristalle ausscheidet. Dieser Prozeß möge magmatische Kristallisations-Entmischung heißen.

c) im Temperaturbereich, bei dem das Gestein verfestigt vorliegt. Der Vorgang sei Umstehen genannt.

a) Magmensecheidung. Ein Sinken der Mischbarkeit bei Temperaturen, in denen das ganze Magma noch flüssig ist, stört das Gleichgewicht im Schmelzfluß und führt zu Sonderungen in Teilmagmen mit andern Verhältnissen der ursprünglich gleichmäßig ineinander gelösten Komponenten.

Wie weit diese Trennung in chemisch verschiedene Magmenteile im räumlichen Sinne durchgeführt wird, hängt gewiß von der mehr oder minder großen innern Beweglichkeit des Schmelzflusses sowie von der Geschwindigkeit der Abkühlung, auch von Strömungen ab.

Als Beispiel für Entmischung, und zwar eins größter Art, führt man wohl die radiale Sonderung der Erdstoffe nach der Schwere an. Man nimmt an, daß der magmatische Erdball schon im Zustande der Dissoziation¹⁾ Sonderungen erfuh. Die chemischen Elemente entmischten sich und trennten sich nach dem spezifischen Gewicht: außen die leichtesten, darunter die schwereren Stoffe der Lithosphäre und zuunterst die schwersten (der metallreiche Erdkern). Trotz vieler verwischender Vorgänge ist dieser Zustand im allgemeinen noch vorhanden. Das hohe spezifische Gewicht der Gesamterde gegenüber dem geringern ihrer Außenteile weist auf schwere Massen im Innern des Erdalles hin. Je schwerer ein Element ist, um so seltener im großen Ganzen wird es auf der Erdoberfläche gefunden. Ob aber diese Sonderung ein Beispiel von Magmensecheidung ist oder sich bereits im gasigen Erdball vollzog, steht dahin. Die Möglichkeit einer Trennung durch die Schwere ist auch für Gase gegeben. Ersichtlich sind alle solche Betrachtungen über das Erdinnere noch recht unsicher. Sei vermerkt, daß auch der experimentelle Nachweis für Magmensecheidung bei silikatischen Schmelzflüssen noch durchaus fehlt.

Eine zweite Ursache, welche Magmensecheidung bei sinkender Temperatur bewirken könnte, ist der bei örtlich ungleicher Abkühlung in Wirkung tretende sog. osmotische Druck²⁾. Es stellt sich unter seinem Einfluß eine

völlige Mischbarkeit. Bei bestimmten Konzentrationen und unter 210° findet eine Entmischung statt, und zwar in Lösungen, deren Zusammensetzung die Enden der Pfeile in Fig. 197 S. 115 angeben. Unter 60° beginnt die völlige Mischbarkeit wieder.

1) Das chemische Gleichgewicht verschiebt sich bei Temperaturerhöhung in dem Sinne, daß sich Reaktionen abspielen, die Wärme erfordern. Das ist im allgemeinen bei Zerlegung der Verbindungen in ihre Elemente der Fall. Daher werden solche Verbindungen bei immer weiter gesteigerter Temperatur schließlich in ihre Elemente zerfallen, z. B. wird der bei mäßig erhöhter Temperatur vor sich gehende Verbrennungsprozeß $C + O_2 = CO_2$ bei gesteigerter Hitze eingeschränkt, es herrscht die Reaktion $C + O = CO$ vor, welche weniger Wärme liefert, CO_2 zerlegt sich zu CO und O ; schließlich findet keine Verbrennung mehr statt.

Umgekehrt verhalten sich sog. endotherme Verbindungen; sie entstehen unter Wärmebindung, so Cyan und gewisse Kohlenwasserstoffe. Derartige Verbindungen sind spektroskopisch in der Sonne nachgewiesen.

2) In einer gleichmäßig warmen Lösung stehen die gelösten Teile miteinander im Gleichgewicht. Wird durch Temperaturerhöhung örtlich Energie zugeführt, so übt hier eine kleinere Menge gelösten Stoffes denselben osmotischen Druck aus wie eine größere in der kälteren Partie. Daher wandern gelöste Stoffe in entsprechender Menge nach den kälteren Stellen.

Die osmotischen Gesetze gelten mit leidlicher quantitativer Richtigkeit nur für verdünnte Lösungen. Damit ist natürlich nicht gesagt, daß in stärkerer Lösung osmotischer Druck keine Rolle spielt.

Änderung der Stoffverteilung im Magma, eine Stoffwanderung, ein. Eine solche Entmischung mag sehr langsam erfolgen, mag auch durch Strömungen oft wieder verwischt werden, darf aber besonders bei den sehr allmählich erkaltenden Tiefengesteinen nicht außer acht gelassen werden.

Durch Kombination der beiden Umstände, Entmischung zufolge veränderter Mischbarkeit bei sich ändernder Temperatur und Entmischung unter dem Einfluß osmotischen Druckes bei ungleicher Temperatur im Schmelzfluß, können sich Magmen scheiden. Sie haben es allem Anschein nach wohl auch oft getan, wie Beobachtungen an einstigen unterirdischen großen Herden, die jetzt als mächtige Tiefengesteinsmassen vorliegen, ergeben. Auf solche Magmenscheidungen deutet auch der chemische Wechsel aufeinander folgender Oberflächenergüsse aus derselben Eruptionsstelle hin; die Ergüsse stellen gewissermaßen Proben der Spaltungsmassen in der Tiefe dar. Sog. Gang-Spaltungsgesteine (s. S. 146) und die gemischten Gänge (s. S. 142) sind gleichfalls wohl nicht anders als durch chemische Scheidungen von Schmelzflüssen in vom Magma erfüllten Räumen zu erklären.

Die Mannigfaltigkeit der durch magmatische Differenzierung hervorgerufenen Gesteinstypen ist zuweilen sehr groß. Der Natur der Sache nach gibt es Übergänge. Granite gehen in Syenite über, wie es z. B. bei Meißen in Sachsen gut beobachtet werden kann, auch in Diorite und Gabbros. Besonders wechselreiche Beispiele findet man in der Gabbrofamilie.

Es handelt sich bei Gesteinen dieser Gruppe um magmatische Gemische von Silikaten des Mg, Fe, Ca, Na, Al, von Fe_2O_4 , von Calciumphosphat und von in geringerer Menge vorhandenen Stoffen. Das „normale“ Gabbrogestein zeigt in buntem, gleichmäßigem Kristalldurcheinander Diallag, Olivin, Kalknatronfeldspat, Eisenerz, Apatit. Magmatische Entmischungen haben es aber gelegentlich zuwege gebracht, daß man in einem Gebiete neben normalem Olivinabbro durch Anreicherung des einen oder andern Gemengteils Scheidungsgesteine findet, z. B. einerseits ein an Olivin und Diallag armes Anorthitgestein, andererseits ein feldspatarmes Olivin-Diallaggestein, oder gar nur einen Diallagfels, einen Erzfels, Apatitfels u. dgl., also gewissermaßen Komponentengesteine des Gabbros, die in der Tat zuweilen fast nur ein Mineral führen (monomineralische Gesteine Vogts). Bei andern Erstarrungsvorgängen bilden sich anscheinend Mineralkombinationen heraus, die eutektischen Mischungen nahe kommen (anchieutektische Gesteine Vogts), so bei Quarzporphyren. Ähnliches deuten die Olivinknollen der Basalte an. Es sind Tiefenausscheidungen hauptsächlich mit Olivin und Augit, die aus einem Gabbro-(Basalt-)magma stammen.

Gelegentlich erscheinen die Ergebnisse magmatischer Differenzierung in nur kleinen Verhältnissen in „Schlieren“¹⁾.

b) Der hier magmatische Kristallisationsentmischung genannte Vorgang ist ein Entmischen durch Bildung von Kristallisationszentren und führt zur Magmenerstarrung.

Beim Sinken der Temperatur bis zu einem bestimmten, vor allem von der chemischen Zusammensetzung des Magmas abhängigen Grade, beginnt, wenn nicht Unterkühlung eintritt, ein Schmelzfluß durch Kristallieren seine Verfestigung. Als Gemisch hat er keinen scharfen Erstarrungspunkt als Ganzes, sondern ein Erstarrungsintervall: die Verfestigung vollzieht sich innerhalb eines Temperaturbereiches, in welchem ausgeschiedene Kristalle und Mutterlauge der jeweiligen Löslichkeit entsprechend nebeneinander vorhanden sind. Man muß also festhalten, daß auch dasselbe Mineral sich aus

1) Manche Schlieren sind wohl auf unvollkommene Mischung von Magmen, andere auf Kristallisationsentmischungen zurückzuführen, noch andere sind umgeänderte Einschlüsse.

einem Schmelzflusse bei verschiedenen Wärmegraden, wie gesagt in einem Temperaturintervall, ausscheiden kann.

Der Kristallisationsvorgang besteht darin, daß sich im Magma für die sich ausscheidenden Substanzen unzählige Sammelstellen (Kristallisationszentren) bilden, nach denen die entsprechenden chemischen Verbindungen sich aus einem gewissen Umkreis (Kristallisationshof) begeben, um sich dort zu verfestigen. Die Wanderung der Stoffe beim Kristallisieren geschieht hiernach gleichfalls im flüssigen Zustande. Der Festwerdung geht auch hier eine chemische Differenzierung im Magma voraus, indes nicht eine für wenige große, sondern für sehr viele kleine Bezirke. Wie groß diese einzelnen Rekrutierungsräume sich ausdehnen, hängt wohl von der Schnelligkeit der Wärmeentziehung und von der innern Reibung, der Beweglichkeit bzw. Zähigkeit, des Schmelzflusses ab. Verliert das Magma seinen Wärmeschatz sehr langsam, so werden sich die ausscheidenden Mineralien, ganz entsprechend bekannten Vorgängen der Erstarrung von Metallen, zu bedeutenderer Größe entwickeln als bei schnell verlaufender Erkaltung. Die innere Reibung des Schmelzflusses hängt von seiner chemischen Art und von der Temperatur ab. Sie ist bei kieselsäurereichen Schmelzflüssen im allgemeinen größer als bei basischen, doch kommt dabei wohl auch der Gehalt des Magmas an Wasser als Viskositätsverringerer in Betracht. Erhöhung der Temperatur erniedrigt die innere Reibung.

So kann es also durch Kombination dieser Umstände vorkommen, daß für ein sich aussonderndes Mineral die Kristallisationshöfe zunächst groß, später z. B. nach dem Emporbrechen eines Kristalle ausscheidenden Magmas auf die Erdoberfläche, sehr klein sind, demzufolge sich zu den vorhandenen viele neue kleine Sammelbezirke bilden. Es entwickeln sich also dann zuerst große Kristalle und darauf, natürlich unter Fortwachsen der ersteren, dazu noch viele kleine (vgl. porphyrische Struktur S. 136). Daß sich aber auch oft Übergänge in der Kristallgröße zeigen werden, ist einleuchtend.

Der ganze Vorgang der Magmenerkaltung ist als eine Anpassung an die herrschenden Umstände anzusehen, so auch die magmatische Kristallisationsentmischung. Für jede Temperatur wird das entsprechende Gleichgewicht bezüglich des Art- und Mengenverhältnisses der ausgeschiedenen Kristalle angestrebt. Erkaltung bringt Ausscheidung, örtliche Temperaturerhöhung, z. B. durch Strömungen, Resorptionen mit sich.

Es liegt die Annahme nahe, daß die sich ausscheidenden, im Magmenreste schwebenden Kristalle, falls sie schwerer sind als die Schmelze, zu Boden sinken, und wenn sie leichter sind, aufsteigen werden, so daß eine Scheidung durch Absetzen (Absinken) bzw. Aufsteigen stattfinden wird, wie das ja bei Kristallisationen aus wässerigen Lösungen (Niederschlägen) die Regel und auch bei künstlichen Metallschmelzen in den sog. Saigerungen so häufig zu bemerken ist. In der Tat ist es im Hinblick auf die oft sehr verschieden schweren Gemengteile¹⁾, deren Kristallisation nicht gleichmäßig begann, bei denen vielmehr gerade sehr schwere Erze zuerst anfangen, sich abzusondern, bemerkenswert, eine im allgemeinen recht gleichmäßige Verteilung der Gemengteile in den Eruptivgesteinen zu finden. Man wird also in einem sich durch Kristallisation verfestigenden Magma Umstände voraussetzen müssen,

¹⁾ Ein Feldspatbasalt z. B. enthält Erz, Apatit, Plagioklas, Augit, Olivin mit den spezifischen Gewichten 5; 3,2; 2,7; 3,3; 3,3.

die einer Sonderung der Minerale nach ihrem spezifischen Gewichte entgegen-treten. Dahin gehört der Vorgang, daß schwere, in tiefere also heißere Regionen absinkende Ausscheidungen hier wieder gelöst werden. Weiter ist zu bedenken, daß Strömungen in Magmen dem Niedersinken von Bestandteilen entgegen wirken können. Andererseits darf man wohl annehmen, daß die Schmelzflüsse während ihrer Kristallausscheidung meist zähflüssig waren, und daß deshalb wenigstens eine schnelle Trennung der Mineralien nach ihrer Eigenschwere nicht möglich war.

Für eine oft verhältnismäßig schnelle Verfestigung spricht die gute Erhaltung der Fluidalerscheinungen, die wohl nur dadurch zu erklären ist, daß der Fluß gewissermaßen durch die rasch vollzogene Festwerdung über-rascht wurde.

Gelegentlich scheint es im übrigen zum Absinken und Ansammeln von schweren Gemengteilen in tieferen Teilen von Magmen gekommen zu sein, so von Hornblenden in den unteren Partien von Basaltvorkommnissen. Vielleicht erklären sich so auch manche massenhaften, örtlichen Anhäufungen z. B. von Eisenerzen in Eruptivgesteinen. Ferner ist es wahrscheinlich, daß kleine chemische Unterschiede zwischen Oberflächengesteinen und zugehörigen Tiefengesteinen auf einer Sonderung nach der Schwere im reinflüssigen bzw. kristallabscheidenden Schmelzfluß beruhen.

Einen Anhalt über die Höhe der Kristallisations-Temperatur gewinnt man bei polymorphen Substanzen im Hinblick darauf, daß ein Mineral oberhalb seiner Umwandlungs- bzw. Schmelztemperatur sich wohl nicht bilden kann. Der Quarz z. B. muß stets unter 1000° aus den Magmen ausgeschieden sein; bei höhern Hitzegraden ist er als solcher nicht bestand-fähig. Über 1000° kristallisiert Siliziumdioxid nämlich als Tridymit.

c) Schließlich können sich Entmischungen auch noch im durchaus festen Zustande durch Umstehen ereignen.

Daß sich mit Temperaturänderungen in starren Körpern nicht selten molekulare Umwandlungen ereignen, ist jedem Chemiker und Mineralogen geläufig¹⁾.

Mit ziemlicher Sicherheit läßt sich eine Differenzierung im festen Zustande beim Meteoreisen voraussetzen (siehe Meteoriten, S. 187). Bezüglich der silikatischen Eruptive hat man einen Anhalt in der Hinsicht bei künstlichen Gläsern. Die Verfestigung hat bei ihnen die Entmischung überholt, bei allmählicher Abkühlung bzw. durch nachträgliche langdauernde Erwärmung entglasen bekanntlich viele Kunstgläser, d. h. die Entmischung geht im erstarrten Material vor sich. Bei niedriger Temperatur verläuft sie außer-ordentlich langsam. In der Natur gehen Entglasungen (z. B. Sphärolith-

1) Besonders interessant und gut untersucht sind die Entmischungen, welche sich im festen Eisen vollziehen. Eisen mit geringem Gehalt an C (z. B. 0,6%) zeigt beim schnellen Abkühlen den harten Martensit (gehärteter Stahl), das ist eine feste Lösung von Kohlenstoff oder Eisenkarbid (Fe_3C) in Eisen. Beim langsamen Abkühlen jedoch entmischt sich (im festen kristallisierten Zustande des Eisens) die Lösung in Cementit (Fe_3C) und Ferrit (reines Eisen), wie man durch mikroskopische Beobachtungen erkennen kann. Die Entmischung geht mit merklicher Geschwindigkeit nur bei erhöhter Temperatur vor sich, bei niedrigerem Wärmegraden entzieht sie sich wegen unendlich langsamen Verlaufs der Beobachtung. — Auf Wanderungen von Stoffen in festem Zustande beruht auch z. B. die Herstellung von schmiedbarem Guß und das Cementieren (Kohlenstoff wandert aus dem Roheisen heraus bzw. in Schmiedeeisen hinein), die Diffusion von festem Gold in festem Blei und ähnliches mehr.

bildungen) in wohl noch nicht ganz erkalteten Eruptiven gleichfalls vor sich. Das spricht dafür, daß auch in bereits vollends abgekühlten glasigen Massen, wenn sie durch Überlagerung wärmer werden, kristalline Differenzierungen stattfinden. Bei Eruptiven der „kristallinen Schiefer“ mag das vorgekommen sein.

Bei den obigen Erörterungen ist auf die Durchtränkung der Magmen mit Beimischungen, wie Wasser, Kohlensäure u. a. keine Rücksicht genommen. Diese Stoffe werden aber bei der Entmischung der Magmen eine große Rolle spielen, insbesondere bei Tiefengesteinen, aus denen sie bei dem herrschenden Druck und bei der Einschließung des Schmelzflusses in unterirdischen Räumen nur langsam entweichen konnten.



Fig. 198. Glühende Eruptionwolke des Mt. Pelée, Martinique. Nach Lacroix.



Fig. 199. Dampferfüllter Krater des Papandajan, Java. Mit ausfließendem Bach heißen Wassers.

Man findet sie im starren Gestein teils in der Zusammensetzung gewisser Gesteinsgemengteile, wie Muskovit, teils in oft massenhaften Einschlüssen in Mineralien. Sie wurden von wachsenden Kristallen umkapselt und als Zeugen der einstigen Magmendurchtränkung aufbewahrt (vgl. z. B. Fig. 148, S. 75). Es sind wässrige Lösungen von Chloriden und Sulfaten der Alkalien auch alkalischen Erden beobachtet, und in manchen solchen Einschlüssen, besonders in Quarzen und Olivinen, hat man flüssige Kohlensäure erkannt. Bei den auf der Erdoberfläche erstarrten Eruptiven war eher Gelegenheit zum Entweichen solcher an der Zusammensetzung des Magmas teilnehmenden Stoffe. Die Dampf Wolken der Vulkane werden als Zeugen davon angesehen. Einen Einfluß der in Tiefengesteinsmagmen festgehaltenen Gase hat man darin vermutet, daß dem durchtränkten Schmelzfluß eine größere innere Beweglichkeit zukomme als den trocknen Magmen. Damit mag, wie Brögger betonte, daß besonders häufige Vorkommen magmatischer Differenzierungen bei Tiefengesteinen im Zusammenhange stehen. Auch die Herausbildung des großkristallinen Gefüges der genannten Gesteine kann durch diese geringere innere Reibung im Schmelzfluß bedingt sein.

Natürlich gehört die Abscheidung der absorbierten Gase und der Lösungen aus den natürlichen Schmelzflüssen auch substantiell zu ihren Entmischungsvorgängen. Bei sinkendem Druck sondern sich die nun überschüssigen Gase aus. Das nämliche führt die zu Folge sinkender Temperatur eintretende Kristallausscheidung herbei. Die Gasmenge, welche in dem Schmelzteil gelöst war, der jetzt als Kristall verfestigt vorliegt, wird sich im Schmelzrest ansammeln, bei fortschreitender Kristallisation aber schließlich in Freiheit gesetzt. Zum Teil geht allerdings wie erwähnt z. B. gelöstes Wasser in die Konstitution von Gemengteilen (z. B. von Glimmern) über. Auch können Gase im Gestein bleiben, wenn es ganz oder zum Teil den Charakter einer starren Flüssigkeit also von Glas, erhält. Dann hat die Abkühlung die Ausscheidung gewissermaßen überholt, und so findet man gelegentlich noch beträchtliche Mengen von flüchtigen Bestandteilen im Gestein, z. B. Wasser in sog. Pechsteinen, die davon bis an 10 % führen. Von großem Interesse ist es, daß, wenn auch bislang vereinzelt, Kohlenwasserstoffe in solchen Gläsern beobachtet sind.

Die vom erstarrenden und erkaltenden Magma ausgeschiedenen Gase und wässerigen Lösungen sammelten sich z. B. in Klüften und sonstigen Hohlräumen der Eruptivgesteine, wo sie Absätze oft eigenartig ausgebildeter Mineralien verursachten (vgl. Pegmatit); andererseits drangen sie bei unterirdisch festwerdenden Eruptiven allmählich ins Nebengestein, wo sie die sog. Kontaktmetamorphosen (S. 163) veranlaßten. Zum Teil stiegen und steigen sie auf Spalten der Erdrinde empor, scheiden dabei gelöstes Material (taube Stoffe und Erze) aus, durchtränken, vielleicht schon weit ab von ihrem Ursprung, wenn auch noch als heiße Gewässer (Thermen), Gesteine und verwandeln sie in wasserführende Zersetzungsprodukte (siehe Kaolinisierung, Propylitisierung). Schließlich erscheinen sie auf der Erdoberfläche, wo sie in ihnen enthaltene Substanzen, besonders Kieselsäure, als Sinter absetzen. Für Gebiete erlöschender vulkanischer Tätigkeit sind solche heißen Quellen ganz charakteristisch.

Natürlich können Thermen auf ihrem langen Wege ihre Zusammensetzung durch Auflösen von Stoffen, etwa von Steinsalz, wesentlich geändert haben.

Schließlich müssen an dieser Stelle die vielen Kohlensäurequellen, seien es wässrige oder Gasquellen, in Eruptivgebieten erwähnt werden. Wie Geysir und andre Thermen wird man sie im allgemeinen als Ausklänge der Eruptionen, als letzten Abschnitt der Magmenentmischung ansehen können.

Unmittelbare Anschauung über den Zusammenhang der Gasausscheidungen mit der Eruptionstätigkeit gewinnt man beim Studium tätiger Vulkane, bei denen Wolken von Wasserdampf, Aushauchungen von Kohlensäure, schwefliger Säure, Salzsäure, Schwefelwasserstoff, Chloriden von Natrium, Kalium, Ammon, Eisen, Magnesium usw. typisch sind.

Besonders merkwürdige Ergebnisse hat in der Hinsicht das Studium des Vesuviusausbruches von 1906 gezeitigt. Brun nimmt an, daß bei dem genannten Ereignis Wasserdampf als Magmenbestandteil eine nur geringfügige Rolle spielte, daß aber sehr wesentlich in Betracht kommen: Stickstoff, Ammoniak und Chlorammon. Im übrigen kann Ammoniak in Lavamassen auch durch Veränderung von organischen Stoffen (Vegetation), die von dem Schmelzfluß erreicht werden, oder aus dem Stickstoff der Luft entstanden sein.

Bezüglich der nach obigen allgemeinen Erörterungen besonders zu kennzeichnenden

Reihenfolge der festen Ausscheidungen in Eruptivgesteinen

hat man früher gemeint, ein Auskristallisieren der Mineralien nach abnehmender Höhe ihres Schmelzpunktes annehmen zu können. In der Tat sind ja

schwerschmelzige Substanzen, wie Magnetit, Olivin u. a., öfter vor leichter schmelzigen wie Nephelin, Plagioklas, ausgeschieden. Eine Ausnahme macht aber bereits die hoch schmelzende Kieselsäure, die augenscheinlich vielfach, z. B. bei Graniten, am Schluß der Kristallisationsfolge entstand, wie man daran erkennen kann, daß der Quarz die Lücken zwischen den übrigen Gemengteilen ausfüllt.

Die Annahme, daß die Zeitordnung der Mineralausscheidung im Magma durch den Gehalt an Kieselsäure insofern gekennzeichnet werde, daß erst kieselsäurearme, dann mehr saure Gemengteile entstehen, ist gleichfalls nicht als allgemein richtige Regel befunden. Um ein wichtiges, weil weit verbreitetes Beispiel zu erwähnen, sei vermerkt, daß in sog. ophitischen Diabasen der kieselsäurearme Augit die Lücken zwischen den Sparren des SiO_2 -reichen Plagioklas einnimmt, also nicht älter, sondern jünger als letzterer ist (s. Fig. 220, S. 135).

Zur Aufklärung der in Rede stehenden Verhältnisse wird man sich an die mehr und mehr erkannten und gewürdigten physikalisch-chemischen Regeln halten müssen, die beim Studium der künstlichen Lösungen und Schmelzen erforscht sind. Dabei ist aber zu bedenken, daß eine einigermaßen sichere Theorie erst für die einfachsten Fälle besteht und die natürlichen Schmelzflüsse meist sehr verwickelt zusammengesetzt sind. Trotzdem sind Erwägungen wie die nachstehenden beim Studium der Gesteinskunde außerordentlich lehrreich, sei es auch nur um die Grundregeln der Kristallisationsentmischung von Schmelzflüssen zu erläutern.

Vor allem ist von großer Bedeutung, wie bei Lösungen so auch bei Schmelzflüssen den Gegensatz zwischen Lösungsmittel und Gelöstem fallen zu lassen. Die verschiedenen Stoffe halten sich gegenseitig in Lösung.

Als Vergleichsbeispiel für eine Kristallisationsfolge sei dann zunächst aus der Metallwelt der einfache Fall einer trocknen, also wasserfreien Schmelze von zwei Komponenten, nämlich von Blei und Antimon, herangezogen. In Fig. 200 ist in *A* der Schmelzpunkt des Bleis (326°), in *B* der des Antimons (631°) dargestellt. Das Mischungsverhältnis von Blei zu Antimon wird auf der Abszisse gekennzeichnet, auf der die Zahlen Gewichtsprozente Antimon anzeigen. Jeder Punkt im Koordinatensystem bedeutet also eine bestimmte Mischung bei bestimmter Temperatur, z. B. *C* eine solche von 93% Blei und 7% Antimon bei einer Temperatur von ca. 700° . Ein Sinken der Temperatur wird durch Wandern des Punktes *C* auf *CD* versinabildlicht. Die Erfahrung zeigt nun¹⁾, daß es bei der Abkühlung von ca. 290° ab in der erwähnten Schmelze zur Ausscheidung von Bleikristallen kommt, und zwar zur Aussonderung einer ganz bestimmten von der Temperatur abhängigen Menge, d. h. also die Lösungsfähigkeit der Schmelze an Blei ist jeweils um ein bestimmtes Maß gesunken. Der flüssige Rest reichert sich durch die Blei-ausscheidung natürlich an Antimon an, jedoch nur bis zu einem gewissen Grenzwert; graphisch ausgedrückt: die Zusammensetzung der Schmelze ändert sich entlang *aE* bis bei 247° (Punkt *E* der Fig.) der Gehalt des noch flüssigen Teils an Antimon 13% beträgt. Nunmehr erstarrt auch dieser Rest, und zwar bei gleichbleibender Temperatur (247°) unter gleichzeitiger Ausscheidung beider Metalle. Offenbar strebt, sozusagen, die Schmelze bei ihrer Abkühlung der Zusammensetzung eines bestimmten sog. eutektischen Gemisches zu; um es zu erreichen, scheidet sie bei der Abkühlung den überschießenden Bestandteil aus, worauf sie, unter Innehaltung einer bestimmten Temperatur und konstanter Zusammensetzung des jeweiligen Schmelzrestes bis zur vollständigen Erstarrung zu einem Gemisch beider Komponenten fest wird. Ist umgekehrt mehr Antimon vorhanden, z. B. entsprechend Punkt *F* 75% Antimon und 25% Blei, und die Temperatur vielleicht 700° , so beginnt beim Erkalten (vergleiche Linie *FG*) bei 525° (Punkt *b*) die Ausscheidung von Antimon; sie setzt sich entsprechend der führenden Linie *BbE* derart fort, daß bei 247° (Punkt *E*) wiederum die Zusammensetzung der Restschmelze mit 13% Antimon und 87% Blei erreicht wird und sie sich zu einem eutektischen Gemisch verfestigt.

¹⁾ Man macht solche Beobachtungen mit Hilfe der von G. Tammann sogenannten „thermischen Analyse“, d. h. unter Verwertung der Abkühlungskurven (S. 63) insbesondere bezüglich der Dauer der Krystallisationsvorgänge und unter Kontrolle durch metallo-graphische Studien (S. 58).

Sei noch besonders darauf hingewiesen, daß reines Blei bei 326° , reines Antimon bei 631° erstarrt, daß die Gemische aber keinen scharfen Erstarrungspunkt haben, vielmehr entsprechend ihrer Zusammensetzung bei einer bestimmten Temperatur mit der Erstarrung beginnen und sie fortsetzen bis zur Erreichung des eutektischen Punktes. Sie haben also ein mehr oder minder langes Erstarrungs-Temperaturintervall, ausgenommen das eutektische Gemisch. Hat eine Blei-Antimonschmelze von Anfang an die Zusammensetzung des Eutektikums, so scheidet sich weder Antimon noch Blei zuerst aus, sondern die Erstarrung beginnt und endet bei 247° unter gleichzeitiger Aussonderung beider Metalle und unter Wahrung der nämlichen Zusammensetzung des jeweiligen noch flüssigen Gemisches.

Sei ferner betont, daß das Blei-Antimongemisch beim Temperaturnachlaß bis unter die Schmelzpunkte der Komponenten völlig flüssig bleibt, wie Fig. 200 zeigt, bei welcher das Feld über AEB ganz dem noch durchaus flüssigen Gemisch angehört und AE Bleiauscheidung, BE Antimonausscheidung bedeutet. Unter E ist alles fest. Die Felder AEH und BEJ stellen den Breizustand dar, d. h. Schmelze mit ausgeschiedenem Blei- bzw. Antimonkristallen.

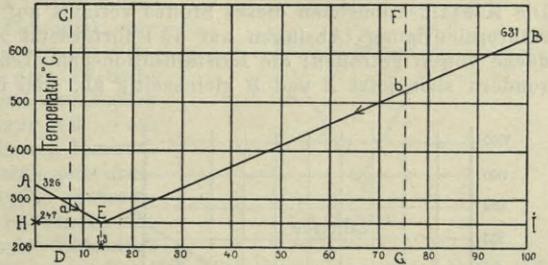


Fig. 200. Erstarrungsschema für Blei-Antimonschmelzen.

Bei drei Komponenten ABC können sich entsprechende Vorgänge abspielen, man kommt dann zu einem ternären eutektischen Punkte, der noch tiefer liegt als die drei zwischen A und B , B und C , C und A anzunehmenden binären eutektischen Punkte. Es kristallisiert zunächst einer der drei Stoffe aus, dann scheiden sich bei sinkender Temperatur zwei zugleich ab und zum Schluß alle drei Stoffe gleichzeitig bei konstanter Temperatur in bestimmter Mischung als ternäres Eutektikum.

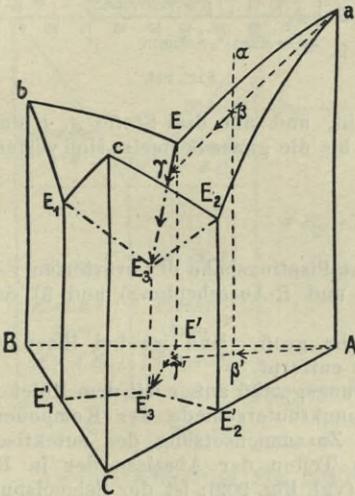


Fig. 201.

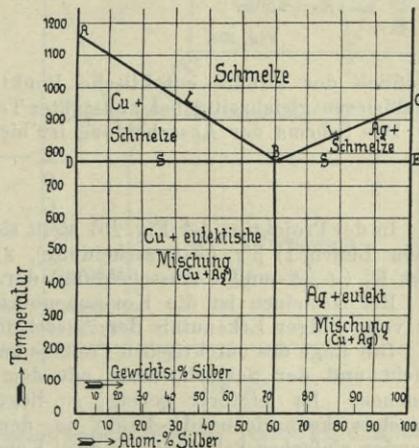


Fig. 202.

Zur nähern Erläuterung sei auch für diesen Fall ein Diagramm gegeben (Fig. 201). Wir benutzen ein gleichseitiges Grunddreieck ABC . A stellt 100% A , B 100% B , C 100% C dar, auf den Linien AB, BC, CA bedeutet jeder Punkt zwischen den Endpunkten eine Mischung aus den betreffenden beiden Bestandteilen, ganz entsprechend den Abszissen in der Fig. 200. Alle Punkte innerhalb des Dreiecks ABC kennzeichnen Mischungen aus den drei Stoffen A, B, C , und zwar kann man das Verhältnis von $A:B:C$ in dem Falle z. B. durch das der Lote vom betreffenden Punkte zu den Dreiecksseiten kennzeichnen. Die Summe der Lote ist für alle Punkte innerhalb des Dreiecks gleich der Höhenlinie des letztern und kann daher gleich 100% gesetzt werden. Die Lotlängen eines Punktes im

Dreieck geben die Prozentzahlen von *A*, *B* und *C* im ternären Gemisch an. Errichtet man Temperatursenkrechten auf *A*, *B*, *C*, so kann man auf ihnen die Schmelzpunkte von *A*, *B*, *C* in *a*, *b* und *c* eintragen und weiter auf den Ebenen *AaBb* sowie *BbCc* und *CcAa*, wie früher, das binäre Diagramm. Es bedeutet also *E* das binäre Eutektikum von *A* und *B*, *E*₁ das von *B* und *C*, *E*₂ das von *C* und *A*. Die Kristallisation von Gemischen der drei Stoffe wird durch die drei in das dreiseitige Prisma sich hineinsenkenden Flächen, welche sich in den Linien *EE*₃, *E*₁*E*₃ und *E*₂*E*₃ schneiden, gekennzeichnet. Es sind die Kristallisationsflächen von *A*, *B* und *C* für sich. Nehmen wir als Beispiel eine Mischung entsprechend Punkt *α*, so treffen wir beim Absinken auf *αβ* in *β* auf die Ausscheidungsfläche für *A*. Die Kristallisationsbahn dieses Stoffes verläuft auf *βγ*, d. h. es scheidet sich bei Temperaturniedrigung (Absinken auf *ββ'*) fortgesetzt *A* aus. Bei *γ* wird die Ausscheidungsfläche von *B* getroffen: die Kristallisationsbahn schlägt die Richtung auf *EE*₃ ein, d. h. es sondern sich jetzt *A* und *B* gleichzeitig ab. Bei immer weiterem Temperaturgefälle wird

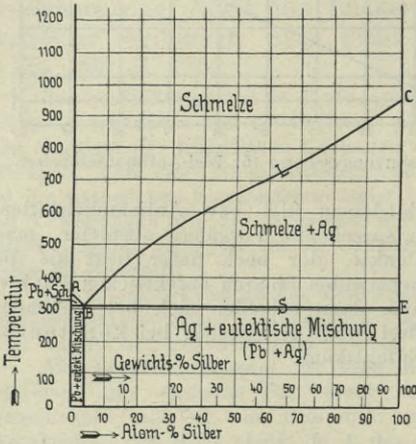


Fig. 203.

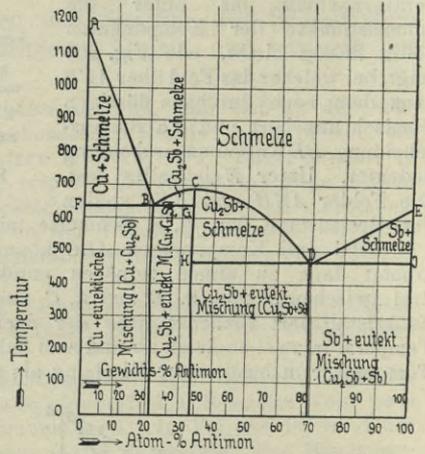
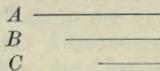


Fig. 204.

schließlich der ternäre eutektische Punkt *E*₃ erreicht, und alle drei Stoffe *A*, *B* und *C* kristallisieren gleichzeitig bei konstanter Temperatur bis die ganze Schmelze sich verfestigt hat. Das Schema der Ausscheidung ist hier also!



In der Projektion der Fig. 201 stellt sich die Kristallisationsbahn des erörterten Falles in den Linien 1) *β'γ'* (*A*-Ausscheidung), 2) *γE*₃ (*A*- und *B*-Ausscheidung) und 3) durch Punkt *E*₃ (*A*-, *B*- und *C*-Ausscheidung) dar.

Bei Gesteinen ist die Komponentenzahl oft sehr groß. Man ist bei ihnen noch weit von völliger Erkenntnis der Ausscheidungsfolge entfernt.

Die Lage des eutektischen Punktes hängt erfahrungsgemäß außer mit dem Molekulargewicht und der Schmelzwärme mit dem Schmelzpunktunterschiede der Komponenten zusammen. Ist letzterer gering, so liegt der die Zusammensetzung des eutektischen Gemisches kennzeichnende Punkt in den mittlern Teilen der Abszisse der in Rede stehenden einfachen Schemata mit zwei Komponenten (vgl. Fig. 202); ist der Schmelzpunktunterschied groß, so findet man den eutektischen Punkt in der Nähe des Schmelzpunktes der leichter schmelzenden Komponente (vgl. Fig. 203).

Besteht zwischen den beiden Komponenten auch eine chemische Verbindung (oder mehrere), so gliedert sich die Kurve, welche den Beginn der Erstarrung anzeigt, in

1) Die Erfahrung, daß bei Schmelzen entsprechend Fig. 201 auch die zuerst sich ausscheidenden Stoffe bis zum Schluß der Erstarrung sich absondern bzw. weiterwachsen, darf nicht verallgemeinert werden. Es kann sehr wohl vorkommen, daß die Kristallisationsbahn über die Grenze zwischen den Ausscheidungsfeldern zweier Substanzen hinwegschreitet. (Vgl. in der Hinsicht das bei Gelegenheit von Betrachtungen über die Entstehung von Salzlagern zu erläuternde Kristallisationschema von van 't Hoff.)

entsprechend viele ∇ -Kurven, beim Beispiel Fig. 204 also in zwei. Die Verfolgung der Erstarrung ist gerade so wie beim einfachen Schema z. B. der Fig. 202. Eine Schmelze der Fig. 204 etwa, welche durch ca. 65 Gewichtsprozent Antimon gekennzeichnet ist, würde beim Abkühlen von 640° ab anfangen die chemische Verbindung Cu_2Sb abzuscheiden und sich dadurch allmählich in ihrer Zusammensetzung der des Punktes D nähern, den sie bei 475° erreicht. Dann wird der jetzt vorhandene Schmelzrest bei konstanter Temperatur als eutektisches Gemisch von Cu_2Sb und Antimon fest¹⁾.

Gibt es zwischen zwei Stoffe eines ternären Gemisches, z. B. zwischen A und C (Fig. 205) eine chemische Verbindung A_nC_m , so erscheinen bei Verhältnissen entsprechend Fig. 204 auf der AC -Seite des Prismas der Fig. 201 ein Maximum und zwei binäre Eutektika E_2 und E'_2 der Projektionsfigur 205. Vom Bogen zwischen diesen beiden eutektischen Punkten zieht sich in den Innenraum des Prismas eine Ausscheidungsfläche für die Verbindung A_nC_m gewissermaßen wie ein Bergücken hinab. Im Innern des Prismas liegen entsprechend zwei ternäre Eutektika E_3 und E'_3 . In Fig. 205 sind zwei Beispiele für Kristallisationsfolgen gezeichnet. Die Bahn $\beta\gamma E_3$ bedeutet auf $\beta\gamma$ Aussonderung von A_nC_m , auf γE_3 von A_nC_m und von C , E_3 heißt Ausscheidung von A_nC_m , C und B . Die Bahn $\delta\epsilon E'_3$ bedeutet auf $\delta\epsilon$ Kristallisation von A_nC_m , auf $\epsilon E'_3$ von A_nC_m und von B , E'_3 heißt Ausscheidung von A_nC_m , B und A .

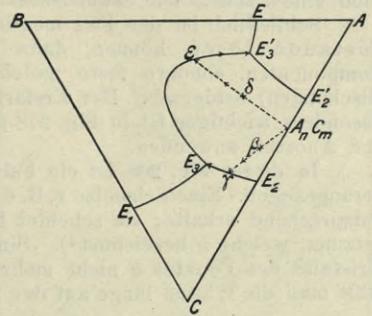


Fig. 205.

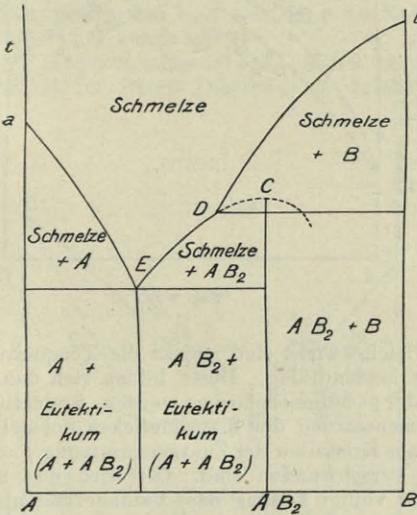


Fig. 206.

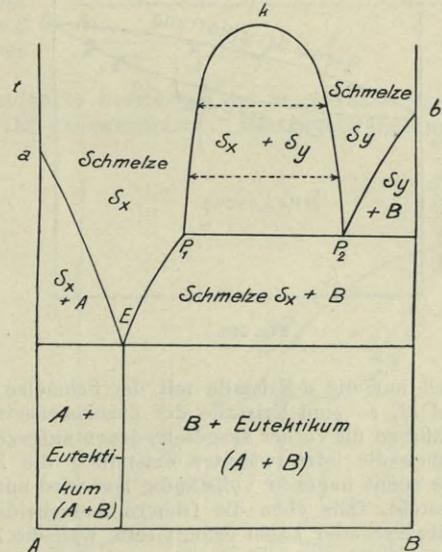


Fig. 207.

Als besonderer an Fig. 204/205 sich anschließender Fall sei vermerkt, daß manche chemische Verbindungen nicht unzersetzt schmelzbar sind. Das ihnen im Diagramm zukommende Maximum (C der Fig. 206) ist dann verdeckt. In ihr bedeutet bd Aus-

1) Es ist interessant und für gesteinskundliche Betrachtungen nicht unwichtig, daß eine nur sehr geringe Verschiedenheit in der Schmelzzusammensetzung den Kristallisationsweg außerordentlich beeinflussen kann. Das Maximum bei C in Fig. 204 ist wie eine scharfe Wegescheide: links von C geht die Kristallisation nach B , rechts nach D ; im erstern Falle fehlt in den Ausscheidungen der Fig. 204 das Antimon als solches, im zweiten das Kupfer.

Auf die Art kann es auch bei Gesteinen trotz sehr ähnlicher chemischer Bauseh-analyse zu mineralisch verschiedenen Erstarrungen kommen.

sonderung von B , DE von AB_2 , aE von A . Von Wichtigkeit ist ferner noch der Umstand, daß die Schmelze bei bestimmten Temperaturen und Konzentrationen eine Mischungslücke aufweisen kann; sie ist in Fig. 207 durch den umrahmten Bezirk über P_1P_2 gekennzeichnet. Die Kurve der Schmelzflußzusammensetzung (bP_2P_1Ea) hat dann auch eine Lücke. Die Schmelzzusammensetzung springt diskontinuierlich von P_2 auf P_1 .

Schließlich ist der Fall möglich, daß die Komponenten sich auch im festen Zustande lösen können, dann scheiden sich aus der Schmelze also keine reinen Komponenten, sondern feste molekulare Mischungen (sog. feste Lösungen ev. isomorphe Mischungen) beider ab. Der Erstarrungstypen sind nach Roozeboom dann mehrere. Ein besonders wichtiger ist in Fig. 208 gekennzeichnet; er läßt sich auf Mischungen von Albit und Anorthit anwenden.

In dieser Fig. 208 ist ein Fall vollkommener Mischbarkeit auch im festen Zustande herangezogen. Eine Schmelze z. B. der Zusammensetzung der gestrichelten senkrechten Linie entsprechend erkalte; sie scheidet bei a Mischkristalle ab, und zwar von der Zusammensetzung, welche b bezeichnet¹⁾. Sinkt die Temperatur auf die der Linie cd , so sind die Kristalle des Punktes b nicht mehr beständig, vielmehr solche der Zusammensetzung d . Hält man die Wärme lange auf der Höhe cd , so müssen sich also die b -Kristalle auflösen,

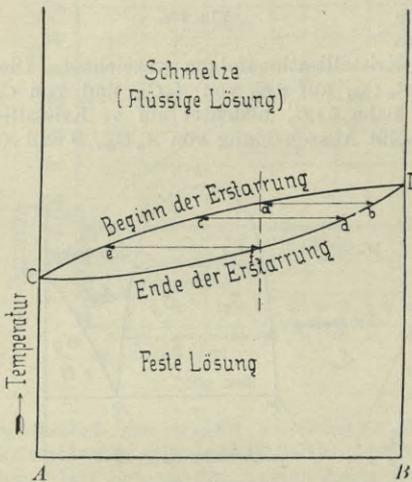


Fig. 208.

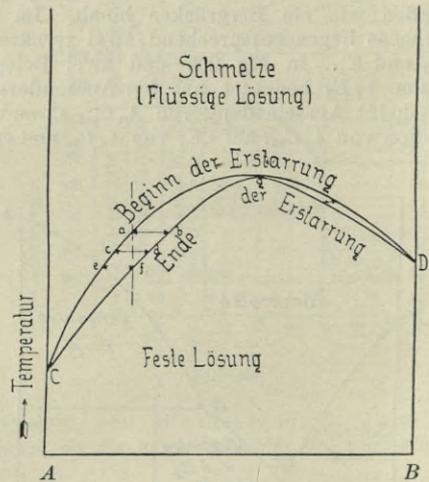


Fig. 209.

weil nur die d -Kristalle mit der Schmelze im Gleichgewicht sind. Sinkt die Temperatur auf ef , so sind Kristalle der Zusammensetzung f beständig. Diese bilden sich daher, während die vorher ausgeschiedenen aufgezehrt oder pseudomorphosiert werden. Ersichtlich haben die letzterwähnten Kristalle f die Zusammensetzung der ursprünglichen Schmelze, die somit nunmehr vollständig fest wird und nur aus Kristallen der Zusammensetzung $f = a$ besteht, falls eben die früheren Ausscheidungen verschwunden sind. Oft wird das nur teilweise oder kaum erfolgt sein, weil die Zeit für völlige Lösung oder Umänderung nicht langte (vgl. magmatische Resorptionen S. 69). Auch können neue Ausscheidungen die alten umhüllen und sie so vor Zerstörung behüten (Zonenstruktur S. 74).

Wie Fig. 209, 210 zeigen, brauchen beim Falle vollständiger Mischbarkeit die Erstarrungskurven sich nicht mit einseitigem Abfall vom Schmelzpunkt der einen zu dem der andern Komponente zu erstrecken, vielmehr kann ein zwischenliegendes Maximum oder auch Minimum erscheinen. Bei g beider Figuren hat man unmittelbaren Übergang von flüssig zu fest.

Ist die Mischbarkeit im festen Zustande begrenzt, so gelten andre Schemata. Eins ist in Fig. 211 wiedergegeben. Nach Vogt läßt es sich vielleicht auf Mischungen von

¹⁾ Die sich ausscheidenden Kristalle enthalten gegenüber der Schmelze also den Stoff in größerer Menge, der die Erstarrungstemperatur erhöht. Eine Plagioklas-mischungs-Schmelze wird somit erst die höher schmelzenden, dem Anorthit nahestehenden Feldspate ausscheiden.

Kalifeldspat und Kalknatronfeldspat anwenden. Bei Zusammensetzungen zwischen 100% *A* und *F* ergibt sich gegenüber Fig. 208 nichts Neues. Eine Schmelze z. B. der von links ersten gestrichelten Linie entsprechend würde beim Erkalten erst Mischkristalle *a* ausscheiden, schließlich aber nur mit solchen der Zusammensetzung *F* im Gleichgewicht sein und zu einheitlichen Mischkristallen dieser Art fest werden. Entsprechend wäre es bei Schmelzen der Zusammensetzung *G* bis 100% *B*. Solche Schmelzflüsse hingegen, die zwischen *F* und *G* fallen, erreichen ein eutektisches Gemisch *E*. Der Überschuf über dieses Normalgemisch wird beim Erkalten zunächst ausgeschieden: ist *A* im Überschuf also dieses, ist *B* im Überschuf natürlich *B*, jedesmal aber nicht reine Substanz, sondern mit etwas *B* bzw. *A* in molekularer Beimischung. Das wird dargestellt durch die eutektische Horizontale *FEG*; ist deren Temperatur erreicht, so hat sich der jeweilige Überschuf vollständig ausgesondert, entweder also in Gestalt von Kristallen der Zusammensetzung *G* (Mischkristalle β) oder der Zusammensetzung *F* (Mischkristalle α), je nachdem *B* oder *A* im Überschuf gegenüber dem eutektischen Gemisch vorhanden war. Der nun eutektische Schmelzrest teilt sich bei konstanter Temperatur in *F*- und *G*-Kristalle auseinander. Hat die Schmelze gerade die Zusammensetzung *E*, ist also kein Überschuf über *E* da, so bleibt sie bis zur Temperatur von *E* völlig flüssig und teilt sich dann als Eutektikum in *F* und *G* auseinander.

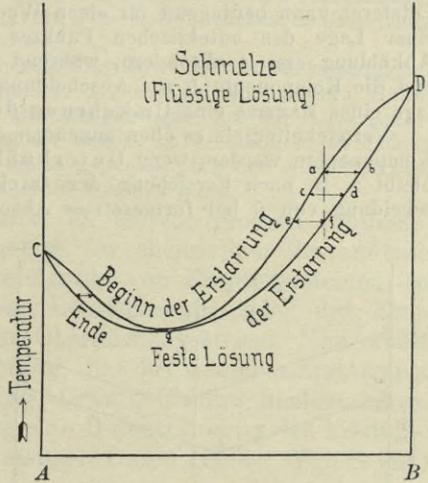


Fig. 210.

Der nach Roozeboom schließlich noch mögliche zweite Fall bei beschränkter Mischbarkeit im festen Zustande ist durch Fig. 212 gekennzeichnet. Die Erstarrungskurve

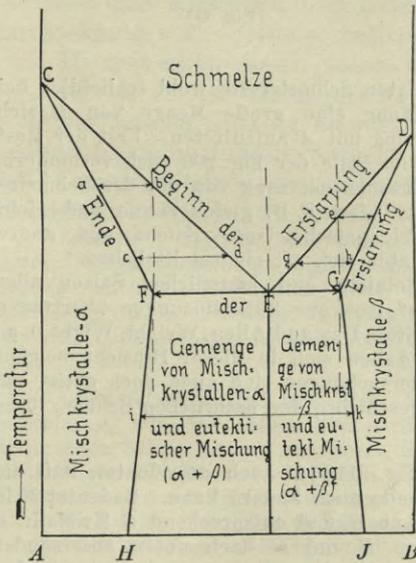


Fig. 211.

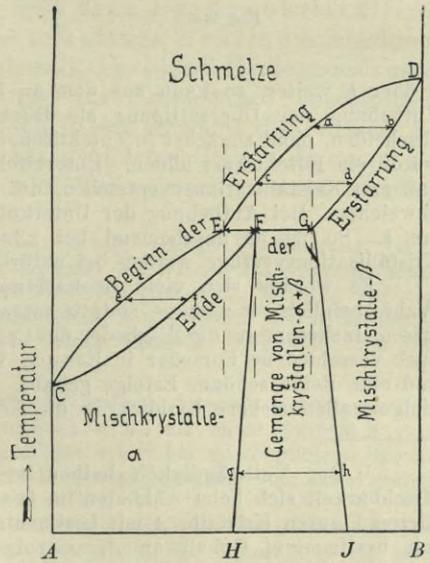


Fig. 212.

besitzt einen Knick bei *E*. Wie eine Schmelze *a* mit Kristallen *b*, oder eine Schmelze *c* mit *d*-Kristallen harmoniert, so auch *E* mit *G*. Dann aber kommt ein Sprung in der Zusammensetzung der Ausscheidungen, d. h. eine Lücke der Mischbarkeit. Beim Marsch der Schmelzenzusammensetzung auf *EC* ändert sich die Zusammensetzung der Misch-

krystalle unstetig von G auf F . Ohne weitere Unterbrechung geht sie dann von F nach C . Mischkristalle der Zusammensetzung zwischen F und G gibt es in dem Falle nicht¹⁾.

Daß ein eutektisches Gemisch trotz seiner bestimmten Zusammensetzung keine chemische Verbindung ist, zeigt die nicht auf volle Atomverhältnisse passende chemische Analyse und die mikroskopische Untersuchung, welche die Gemengenatur aufdeckt. Im übrigen wird die Lage des eutektischen Punktes durch Druckveränderung verschoben. Letzteres kann bedingend für einen Wechsel der Ausscheidungsfolge sein. So würde bei einer Lage des eutektischen Punktes der Fig. 213 in E eine Schmelze F bei ihrer Abkühlung erst A absondern, während bei einer Lage des eutektischen Punktes bei E' erst die Komponente B zur Abscheidung käme. Es könnte also bei verschiedener Tiefenlage eines Magmas eine Umkehrung der Ausscheidungsfolge statt haben.

Verwickelter als es oben angenommen ist, können die Verhältnisse auch bei nur zwei Komponenten werden, wenn Unterkühlung (Kristallisationsverzug) eintritt. Unterbleibt z. B. nach Erreichung der eutektischen Zusammensetzung in Fig. 214 die Ausscheidung von B bei fortgesetzter Absonderung von A , geht also die Aussonderung von

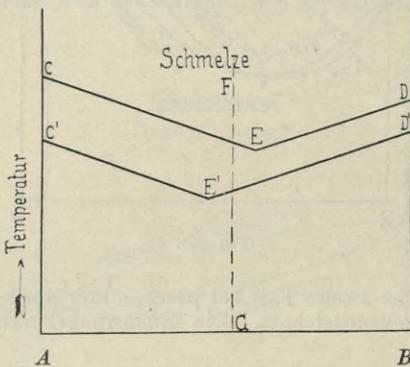


Fig. 213.

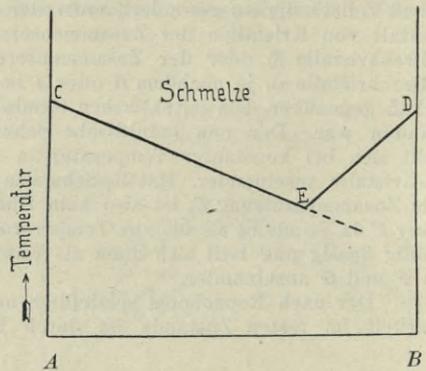


Fig. 214.

A über E weiter, so kann aus dem an B übersättigten Schmelzreste wohl schließlich bei Aufhebung der Übersättigung als Rückschlagsbildung eine große Menge von B sich abscheiden, ohne zunächst in eutektischer Vermischung mit A aufzutreten. Erst der Rest würde ein Eutektikum bilden. Unterkühlung kann im Falle der Fig. 208 auch verhindern, daß erst Kristallisationen entstehen, die in ihrer Zusammensetzung von der der Schmelze abweichen. Bei Aufhebung der Unterkühlung kristallisiert z. B. gleich f aus und nicht erst b . So ist es anscheinend bei künstlichen Feldspatschmelzen. Solche und andre Kristallisationsverzüge werden bei natürlichen Silikaten sich oft eingestellt haben.

Es werden sich viele Beobachtungen an Metallen und künstlichen Salzen aller Wahrscheinlichkeit nach — mutatis mutandis — auf trockene Silikatlösungen übertragen lassen. Insbesondere die Mitglieder des Carnegie-Instituts Day and Allen, Wright, Wight u. a., auch verschiedene Forscher in Europa, wie Vogt, haben sich in dieser Hinsicht bemüht und eine Reihe schöner Erfolge gehabt. Viele Untersuchungen sind aber noch nötig, um einigermaßen sichern Einblick in die Erstarrungsgeschichte der natürlichen Schmelzflüsse

1) Der Vollständigkeit halber ist in den Fig. 211/212 auch angedeutet, daß die Mischbarkeit sich beim Abkühlen im festen Zustande noch ändern kann. Bedeutet F in diesen Figuren Kristalle A mit bestimmtem Gehalt an B und entsprechend G Kristalle B mit bestimmtem Gehalt an A , so zeigen die von F und G nach unten auseinander gehenden Linien FH und GI eine Vergrößerung der Mischungslücke an, d. h. es würden sich beim Abkühlen unterhalb FG noch Entmischungen einstellen, z. B. würden die F - und G -Kristalle bei der Temperatur gh der Fig. 212 in g - und h -Kristalle übergehen. Es handelt sich also hierbei um ein „Umstehen“ (Ausscheidungen im festen Zustande).

Umstehen findet auch bei Modifikationsumschlägen statt. Derartiges ist bei Schmelzen aus CaO und SiO_2 beobachtet, bei denen z. B. eine Änderung Quarz \rightleftharpoons Tridymit bei ca. 1000° , von $\alpha\text{-CaSiO}_3 \rightleftharpoons \beta\text{-CaSiO}_3$ bei 1200° stattfindet.

zu erlangen. Die Mannigfaltigkeit, welche bereits in den obigen Erläuterungen heraustritt, die sich nur auf zwei und den einfachsten Fall von drei Komponenten beziehen, ist kennzeichnend für die Schwierigkeit des Problems, den Erstarrungsvorgang so verwickelter Schmelzen, wie Magmen es sind, zu erforschen. Mancherlei Umstände greifen zudem bei der Magmenverfestigung ineinander; Änderung der Temperatur und auch des Druckes, Beimischung eingeschmolzenen Nebengesteins, Unterkühlungen und Rückschläge, Kristallisationsvermögen, Kristallisationsgeschwindigkeit, Dissoziation, chemische Umsetzung u. a. m. machen die Verhältnisse verwickelt.

Sehr wesentlich ist wohl ferner, daß man es in den Magmen zumeist mit Schmelzflüssen zu tun hat, die einst unter starkem Druck mit Wasser, Kohlensäure und andern Gasen durchtränkt wurden.¹⁾ Nach E. Baur werden die Beständigkeitsgrenzen der auskristallisierenden Stoffe durch den Wassergehalt des Magmas wesentlich verschoben, so daß es deshalb z. B. zu Ausscheidungen und später, nach einem gewissen Maß der Wasserabgabe, zu Resorptionen solcher bereits ausgesonderter Minerale kommen kann.

Nachbildung der Eruptivgesteine. Es ist von großem Interesse, daß es gelungen ist, durch Zusammenschmelzen der chemischen Bestandteile in geeigneten Öfen und Erkaltenlassen eine Anzahl von Eruptivgesteinen, so Basalte, ähnlich denen, die der Vesuv (sog. Leuzitbasanit) oder der Etna (Feldspatbasalt) liefert, nachzubilden. Es sind Oberflächengesteine. Man erhält kristallinische Massen durch langsame Abkühlung, Glas bei schneller Erstarrung. Noch ist es nicht gelungen, Tiefengesteine wie Granit, Gabbro nachzuahmen. Manche nehmen an, daß zu ihrer Entstehung eine Durchtränkung des kristallisierenden Magmas mit Wasserdampf und sonstigen Gasen gehört. (Vgl. S. 120.)

3. Art der Bestandteile von Eruptivgesteinen.

Die Eruptivgesteine sind entweder allein aus Kristallen aufgebaut und werden in dem Falle holokristallin (vollkristallin) genannt, oder sie bestehen aus Kristallen und Glas, und es liegt dann sog. hypokristalline Entwicklung vor. Seltener besitzen sie eine rein glasige, hyaline Ausbildung.

Hiermit erklären sich Namen wie Hyalobasalt, Glasbasalt, Hyaloandesit usw.

Es ist in der Gesteinslehre üblich, nur aus Schmelzfluß entstandene amorphe Massen Glas zu nennen. (Vgl. jedoch in der Hinsicht die Fußnote 1.) Sedimentgesteine führen gelegentlich sekundär gebildetes Glas, z. B. wenn sie von Eruptivgesteinen eingeschlossen und zum Teil eingeschmolzen wurden (Sandsteineinschlüsse in Basalt).

Schnelle Erstarrung der feurigen Schmelzflüsse bringt glasige Verfestigung, langsamer Übergang aus dem teigigen in den festen Zustand kristalline Entwicklung eines Gesteins zuwege. Dementsprechend erkennt man zuweilen glasreiche Krusten auf der Oberfläche von Lavaströmen, in ihrem Innern kristallreiche Ausbildung. Die Außenfläche hat sich eben infolge leichter Ausstrahlung der Wärme schneller abgekühlt als die

¹⁾ Schmelzflüsse und wässerige Lösungen sind physikalisch-chemisch nicht wesentlich verschieden, wie das sofort heraustritt, wenn man es z. B. mit unter 100° sich verflüssigenden Salzen zu tun hat, deren Schmelze man also schon bei gewöhnlichen Druckverhältnissen mit Wasser verdünnen kann. Es ist dann ein Übergang von einer reinen Wasserschmelze zur reinen Salzsichelze leicht herzustellen.

Wasser ist eben eine Schmelze mit dem Erstarrungspunkt 0°. Ein so wesentlicher Unterschied zwischen wässriger und magmatischer Entstehung der Mineralien, wie man früher wohl annahm, besteht also nicht. Neptunismus und Plutonismus bedeuten nicht mehr so starke Gegensätze wie ehemals. Die Pegmatitbildung in Graniten (S. 150), die Zeolithausscheidung bei Oberflächengesteinen, die Entstehung der kieseligen Absätze wie Opal, Chalcedon und Achat in vulkanischen Bezirken, kann man als den letzten (thermalen) Akt der Verfestigung von Schmelzflüssen ansehen. Theoretisch vollständig wäre die Erstarrung erst nach der Abscheidung der im Wasser gelösten Substanzen und seiner Verfestigung zu Eis.

tieferen Partien. Hochofenschlacken zeigen ein ähnliches Verhalten, und Gläser, die man lange in einem dem Kristallisieren günstigen, halbweichen Zustande hält, stehen um, „entglasen“.

Es ist zu bemerken, daß die Bildung kristalliner oder glasiger Gesteine im übrigen vom Kristallisationsvermögen der betreffenden Schmelzflüsse abhängt. Im allgemeinen kristallisieren wohl an SiO_2 ärmere natürliche Magmen leichter als an SiO_2 reiche.

Welche Rolle bezüglich kristalliner Entwicklung Gase und Flüssigkeiten spielen, welche Magmen durchtränken, ist noch nicht klargestellt. Sie werden oft als Beförderer der Kristallentwicklung (agents minéralisateurs, Kristallisationsförderer) aufgefaßt.

In technischer Hinsicht ist der Gegensatz zwischen glasigem und kristallisiertem („steinigem“) Material sehr bedeutend. Dichte Gesteinsgläser sind spröde, splitterig und deshalb z. B. als Steinschlag nicht zu verwenden.

Anmerkung. Das spezifische Gewicht von Gläsern ist geringer als das chemisch entsprechender kristallisierter Körper. So beträgt es z. B. bei Quarz 2,653, das des SiO_2 -Glases ist 2,228. Analoge Zahlen sind für Orthoklas 2,558, und 2,307, Labrador 2,689 und 2,525, Augit 3,267 und 2,803, Hornblende 3,216 und 2,826, Olivin 3,381 und 2,857.

Gesteinsgläser sind mithin spezifisch leichter als kristalline Entwicklungen desselben Magmas.

Man faßt die gesteinsbildenden Mineralien nach ihrer chemischen und petrographischen Verwandtschaft zu Gruppen zusammen und gliedert z. B. mit Fouqué und Michel Lévy in

1. Feldspate und feldspatartige Mineralien: Feldspate, Leuzit, Nephelin, Melilith, Sodalith. Sie sind alkali- bzw. kalziumhaltig, tonerdereich, frei von Magnesia und Eisen, farblos oder licht und verhältnismäßig leicht.

2. Magnesia-Eisensilikate: Hornblenden, Augite, Biotit, Olivin. Sie sind meist arm an Alkali und Tonerde oder frei davon, reich an Magnesia bzw. Eisen, meist gefärbt und verhältnismäßig schwer.

3. Freie Kieselsäure: Quarz und Tridymit, SiO_2 .

4. Erze und akzessorische Gemengteile: Magnetit, Eisenglanz, Titan-eisenerz, Apatit, Titanit, Zirkon, Rutil usw.

Muskovit (Kaliglimmer), der in obiger Zusammensetzung fehlt, spielt seine Hauptrolle im Verein mit Alkalifeldspat und Quarz (in Graniten).

Das Zusammenvorkommen der Mineralien nennt man ihre „Paragenesis“. Bezüglich der Eruptivgesteine kennt man in der Hinsicht einige Regelmäßigkeiten, so die, daß Quarz gern neben an Kieselsäure reichem Feldspat auftritt, Muskovit hauptsächlich mit Kalifeldspat und Quarz, Titanit gern mit Hornblende vorkommt. Andererseits erscheinen Olivin und Quarz sehr selten miteinander, Quarz ist neben Leuzit oder Nephelin ausgeschlossen¹⁾ u. a. m.

Nach dem Vorherrschen heller Gemengteile (besonders Feldspat, Quarz, auch Muskovit) oder dunkler (Hornblenden, Augit, Biotit, Olivin, Erze) spricht man von leukokraten bzw. melanokraten Gesteinen.

Amerikanische Geologen haben vorgeschlagen, die Gruppen 2 und 4 wegen ihres Eisen- (Fe) und Magnesiumgehaltes (Mg) als femische, die Gruppen 1 und 3 als salische (wegen Reichtum an SiO_2 und Al_2O_3) zu bezeichnen. Eine Gruppe, bei der neben Al_2O_3 auch Fe_2O_3 auftritt (Biotit, Aegirin u. a.) heißt alferrioch.

4. Verband der Bestandteile (Struktur) von Eruptivgesteinen.

Wie Bauwerke, etwa Brücken, in ihrem technischen Wesen außer durch das verwandte Material durch die Anordnung der Bauteile charakterisiert werden, so sind es

1) Beim Kristallisieren werden sich Leuzitsubstanz KAlSi_2O_6 und SiO_2 zu KAlSi_3O_8 , also Kalifeldspatsilikat, zusammenfinden, ebenso das Nephelinsilikat $\text{NaAlSi}_4\text{O}_{10}$ mit 2SiO_2 zu $\text{NaAlSi}_5\text{O}_8$, also Natronfeldspatsilikat (siehe Natrongranite).

gleichermaßen die Gesteine durch ihre Bestandteile und ihr Gefüge. Zuweilen erkennt man derartige technisch wichtige Verhältnisse mit unbewaffnetem Auge. Ja manche, wie das „Aussehen der Bruchfläche“, ob muscheligen, splitterigen, ebenen, unebenen, körnigen, faserigen, dichten, zelligen, blasigen, erdigen (Ausdrücke, die sich von selbst verstehen und deshalb unten nicht weiter erläutert sind) lassen sich nur oder doch am besten ohne künstliche optische Hilfsmittel würdigen. Da die Bestandteile bei vielen Gesteinen aber zu geringe Größe besitzen um als solche und in ihrem Verbands deutlich mit bloßem Auge oder der Lupe erkannt werden zu können, so darf man, wenn man den nötigen vollen Einblick gewinnen will, sich natürlich nicht auf den makroskopischen Anblick der Bruchfläche beschränken, zumal die Dünnschliffmethode einfach und schnell zu handhaben ist.

Im Hinblick auf die Wichtigkeit der Gesteinsstrukturen für die technischen Eigenschaften der steinernen Materialien und in Rücksicht auf das Interesse, welches allgemein Konstruktionsverhältnisse für den Techniker haben, ist im folgenden das Gefüge der Eruptivgesteine verhältnismäßig eingehend erörtert. Die dabei angewandten mancherlei Bezeichnungen für Strukturformen sind als kurze Namen für verwickelte Erscheinungen durchaus praktisch.

Es kommt hier zunächst der auch in technischer Hinsicht sehr wichtige Gegensatz zwischen losen, lockeren und zusammenhaltenden Gesteinen sowie bei letzteren weiterhin der mehr oder minder porösen (lückigen) oder kompakten, lückenlosen Aufbau in Betracht.

Lose Auswurfmassen. Heftig aus einem natürlichen Schmelzfluß entweichende Gase können Magmenteile mit sich emporreißen und aus dem Eruptionsherde herauschleudern. Die Schmelzflußteile erstarren bei kleinen Dimensionen schnell, oft bereits in der Luft oder bald nach dem Niederfall und sind deshalb meist glasreich. Nach Größe und Gestalt des Auswurfmaterials unterscheidet man vulkanische Blöcke (unregelmäßig gestaltete, größere Massen), die als bereits feste Gesteine ausgeworfen wurden, vulkanische Bomben (über walnußgroße, rundliche oder länglich birnförmige, öfter gedrehte, gelegentlich mit faltiger oder auch brotkrustenartig zerborstener Oberfläche versehene Auswürflinge), Fladen (kuchenartig), Lapilli = Rapilli (etwa nußgroß und kleiner), vulkanische Asche, Sand, Staub. Die Bomben zeigen beim Zerschlagen nicht selten einen Kern, ein schon vor dem Emporschleudern erhärtetes, gelegentlich fremdes (nicht aus dem Magma ausgeschiedenes) Gesteinsstück. Es ist das eigentliche Projektil, an welches sich flüssige Schmelze setzte, die mit emporgerissen wurde und nun erkaltet als Kruste den Kern umgibt. Oft auch fehlt diese magmatische Umhüllung, so bei den vulkanischen Bomben des Monte Somma (Vesuv), die umgewandelten Appeninenkalk vorstellen und nicht selten mit sehr schönen Mineralien durchsetzt sind.

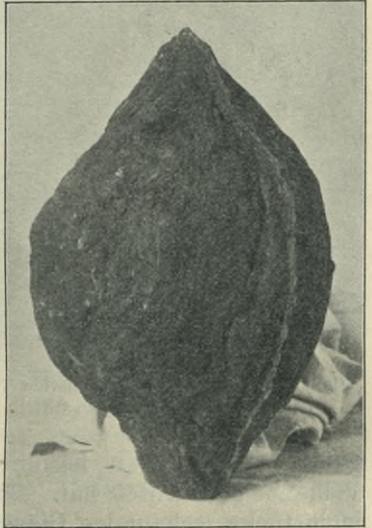


Fig. 215. Vulkanische Bombe.
Basalt. Auvergne (Frankreich).

In ähnlicher Weise findet man um Kristalle, die im Magma ausgeschieden waren und durch Explosionen dem Eruptionsherde entrissen wurden, solche dann meist infolge sehr schneller Erstarrung glasige Hüllen. Gelegentlich werden Kristalle auch ohne anhängende, flüssige Magmenteile ausgeworfen, so Hornblenden, Augite, Feldspate, und sie rieseln dann als Kristallregen auf die Abhänge des Vulkans nieder.

Die losen vulkanischen Massen zeigen oft, den Perioden der Auswürfe entsprechend, Lagenstruktur. Wenn sie in Wasserbecken gefallen oder gespült sind, enthalten sie zuweilen Versteinerungen, insbesondere von Pflanzen. Solche Tuffe können in Tone, Sandsteine und andere Sedimente übergehen.

Gewinnen die einst losen Auswürfe einigen Zusammenhalt, was durch Pressung der untern durch die obern Massen, Überlagerung durch andre Gesteine, durch Gebirgsdruck oder durch verkittende Absätze aus wandernden wässerigen Lösungen geschehen kann, so nennt man sie vulkanische Tuffe. Je nach der Art des verfestigten Materials scheidet man wohl Agglomerattuffe (verkittete gröbere Stücke und Lapilli) und Aschentuffe, auch Kristalltuffe.

Ihrem Absatz im Medium der Luft oder im Wasser entsprechend, kann man die Tuffe bei den Sedimenten unterbringen. Wegen ihrer sehr engen Beziehungen zu den vulkanischen Gesteinen sind sie hier bei den Eruptiven gewürdigt. In vielen solchen Ablagerungen sind durch heiße vulkanische Gewässernachträgliche Umänderungen vor sich gegangen (Absätze von Zeolithen, Carbonaten, Bildung von Alaunstein). Dabei sind die früher lockern Massen durch die Mineralneubildungen verkittet.

Bei der Gelegenheit sei erwähnt, daß wohl viele der sog. Bimssteintuffe von

Schlammströmen herrühren, wie man sie bei Ausbrüchen der Sunda-vulkane beobachtet hat. Solche Ströme führen vulkanische Asche, Bimssteinstücke (schaumige Gläser) im Gemisch mit Wasser, das von geschmolzenem Schnee und Eis, Regen und Wolkenbrüchen auf den Höhen des Vulkans, auch aus den Kraterbecken stammt, in welchen man oft kochende, brodelnde Sümpfe beobachtet, und denen gelegentlich Bäche heißen Wassers entströmen (z. B. Papandajan, Java). Die Bimssteintuffe des Brohltals in der Eifel werden solche Entstehung haben. Doch hat man auch gemeint, sie seien Ablagerungen aus Explosionswolken wie sie am Mt. Pelée beobachtet sind (Fig. 198, S. 20).

Tuffe sind in technischer Hinsicht als poröse, daher leichte und Wärme schlecht leitende, luftdurchlässige Bausteine bemerkenswert. Zum Teil werden sie zur Herstellung von hydraulischem Mörtel verwandt (Puzzolanerde, Traß, Santorinerde). Aus Bimssteinsanden und Kalkbrei fertigt man die bekannten Schwemmsteine an.

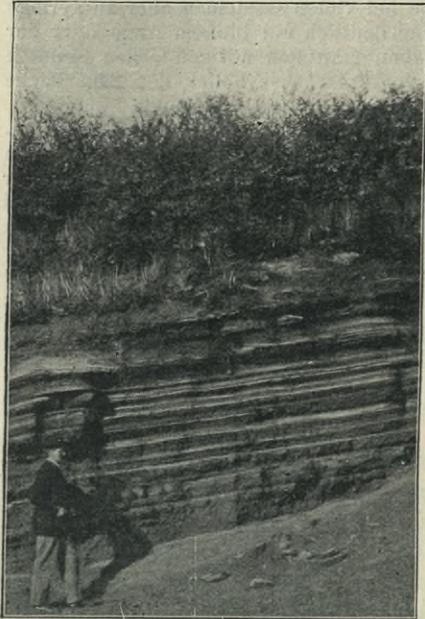


Fig. 216. Geschichteter vulkanischer Tuff. Papankaule bei Gerolstein (Eifel).



Fig. 217. Frischer Aschenfall am Vulkan Klut (Java) auf einem nun verwüsteten Wald.

Blasenraumstruktur. Viele Gesteine enthalten Hohlräume, die von Gasen herrühren, welche sich bei der Verfestigung aus dem Magma noch zu der Zeit entwickelten, als es so zähe geworden war, daß die Blasen nicht mehr vollends aus ihm entweichen konnten, vielmehr stecken blieben. Gelegentlich gewinnt es den Anschein, daß rundliche Gasblasen an der Stelle, wo sich die Hohlräume jetzt befinden, auch ausgeschieden sind, insbesondere wenn sie z. B. alle in einer Ebene oder in sich wiederholenden Zonen liegen. Derartige bemerkt man zuweilen bei vulkanischen Bomben und bei Diabas-kugeln. Die Zonen kennzeichnen periodenhaftes Ausscheiden von Gas. Andererseits scheinen die Gase im Magma noch eine Strecke aufgestiegen oder von der fließenden Schmelze mitgeführt zu sein, worauf die längliche Gestalt mancher Blasenräume und die parallele Anordnung benachbarter Hohlräume hinweist.

Zum Teil sind die Blasen mikroskopisch klein, in andern Fällen sind sie erbsengroß, gelegentlich besitzen sie selbst mehrere Fuß im Durchmesser. Manche Gesteine sind durch die entweichenden Gase förmlich schaumig aufgebläht, so vor allem die Bimssteine¹⁾. (Fig. 218.)

Nicht selten sind die Blasenräume nachträglich durch Infiltrationen ganz oder zum Teil ausgefüllt. Hierher gehören die lagenförmig aufgebauten, rundlichen Achatmassen in diabasischen Gesteinen, z. B. von Oberstein an der Nahe, von Uruguay sowie die weißen Kalkspatabsätze in grünen Diabasen (Mandelsteinen, Blattersteinen) des Harzes, in Nassau usw.

In technischer Hinsicht ist bemerkenswert, daß blasige Gesteine als Bausteine zwar den kompakten an Druckfestigkeit nachstehen, besonders bei Kleinporigkeit Wasser (Regen) und Lösungen (aus dem Erdboden) aufsaugen, infolgedessen auch dem Zerfriern ausgesetzt sind, daß sie aber andererseits durch ihren Porenreichtum gewisse Vorteile gewähren: sie sind leicht, leiten wegen reichlichen Luftgehaltes die Wärme schlecht und sind dem Luftdurchlaß günstig, wenn die Poren miteinander in Verbindung stehen.

Miarolitische Struktur. Im Gegensatz zu vielen lückenlosen Gesteinen, wie zahlreichen Basalten, Gabbros usw., liegen in manchen Eruptivmassen, z. B. Trachyten, die Gemengteile sperrig, und finden sich zwischen den aufbauenden Mineralien gleichmäßig verteilte, oft eckige Hohlräume, die man auf eine Schrumpfung des sich verfestigenden Magmas zurückführt. Die Schwindung verteilte sich in solchen Fällen auf den ganzen Gesteinskörper. Im übrigen mögen auch zuweilen große Lücken, Spalten und Klüfte durch Schrumpfungen des aus dem flüssigen in den festen Zustand übergehenden Materials zustande gekommen sein. Bei manchen Gesteinen, so gewissen Graniten, wird wohl angenommen, daß eine frühere miarolitische Struktur durch nachträgliche Infiltrationen, Absätze aus zirkulierenden Gewässern,



Fig. 218. Bimsstein. Lipari bei Sizilien.

¹⁾ Der Name Bimsstein bezeichnet kein chemisch bestimmtes Gestein, vielmehr eine Strukturart, die bei sehr verschiedenen Eruptiven vorkommen kann.

wieder verwischt sei¹⁾. Möglicherweise handelt es sich bei solchem Lückenfüllen aber doch um primäre Bildungen, und zwar um letzterstarre (eutektische) Schmelzreste, zumal wenn Implikationsstruktur vorliegt.

In technischer Hinsicht ähneln die miarolitischen Gesteine denen der vorhergehenden Gruppe

Richtungslos körnige Struktur (eugranitische Struktur).

Man findet sie unter den Eruptivgesteinen hauptsächlich bei den in der Erdkruste als große Massen erstarrten plutonischen Gesteinen, z. B. bei Granit, besonders ausgeprägt bei manchen Gabbros (Fig. 219). Die Hauptgemengteile haben rundlich-eckige Gestalt, und es ist keine Bevorzugung des einen oder

andern insbesondere hinsichtlich der Größenentwicklung vorhanden. Bei manchen dieser Gesteine, z. B. Graniten, haben einzelne Bestandteile mehr oder minder ausgeprägte kristallographische Umrandung, so Glimmer, auch Feldspate. Man spricht dann von hypidiomorph-körniger Struktur (idiomorph = automorph = eigengestaltig, d. h. wie S. 69 erwähnt ist, mit kristallographischen ebenen Flächen umrandet, im Gegensatz zu allotriomorph = xenomorph = fremdgestaltig, unregelmäßig begrenzt).

Nach dem Grade der Körnigkeit unterscheidet man wohl makroskopisch riesenkörnig, grobkörnig,

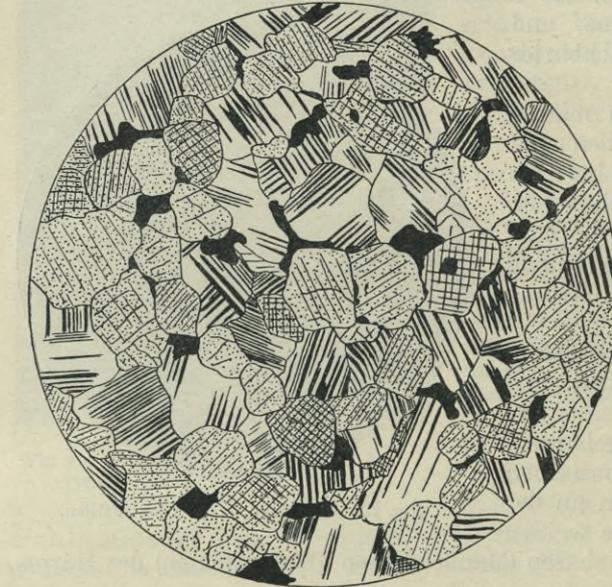


Fig. 219. Richtungslos körnige Struktur. Plagioklas-Augitknolle aus Basaltuff. Habichtswald (Hessen).

grobkörnig, mittelkörnig, feinkörnig. Makroskopisch dichte Gesteine können mikroskopisch körnig sein.

Obwohl es zweifelhaft erscheinen kann, ob man dem Sprachgebrauch nach mit regelmäßigen, ebenen Flächen versehene Körper Körner nennen kann, empfiehlt es sich, bei der Bezeichnung eines Gesteins als körnig mehr darauf Wert zu legen, daß die Gemengteile ungefähr gleichmäßige Größe und keine Form mit ausgezeichneten Richtungen haben, als daß man bei ihnen unregelmäßige Begrenzung voraussetzt. H. Rosenbusch bezeichnet deshalb ein Gestein auch als körnig, wenn es aus Gemengteilen mit stets oder fast stets vorhandener kristallographischer Entwicklung besteht (panidiomorph-körnige Struktur).

Das Kennzeichnende in der Entstehungsgeschichte typisch körniger Gesteine liegt darin, daß von jedem Gemengteil nur eine Generation vorhanden ist und die verschiedenen

¹⁾ Das Verhalten der verschiedenen natürlichen Schmelzflüsse bezüglich der Volumverhältnisse beim Erstarren ist noch nicht sicher erkannt. Es erscheint nicht ausgeschlossen, daß es bei der kristallinen Differenzierung ähnlich wie bei dem in eine Anzahl von festen Bestandteilen sich trennenden Schmelzfluß von grauem Roheisen auch zu einer Ausdehnung kommen kann.

Die S. 36 erwähnten plattigen, säulenförmigen usw. Absonderungen wird man sich als Schrumpfung bei der Abkühlung des Gesteins nach seiner Festwerdung vorzustellen haben.

Hauptmineralarten sich mit gleichmäßiger Raumbanspruchung, also ohne Bevorzugung einer Art, entwickelten. Aus ihrer meist nicht kristallographisch mit ebenen Flächen begrenzten, sondern unregelmäßigen Gestalt folgt, daß diese Bestandteile am Schlusse der Verfestigung gleichzeitig noch alle Substanz auf sich niederschlugen und sich so gegenseitig an der regelmäßigen Formentwicklung hemmten, was anfänglich nicht geschah. Zuweilen kann man an sog. Zonenstruktur erkennen, daß z. B. äußerlich unregelmäßige Plagioklase idiomorph entstanden und erst am Schlusse ihres Wachstums unregelmäßigen Umriss erhielten. Hört die Ausscheidung einer Substanz und damit die Vergrößerung ihrer Individuen frühzeitig auf, so von Biotit in manchen Graniten, oder werden Kristalle durch Umhüllung seitens anderer dem Wachstumsprozeß entzogen, so erscheinen solche Gemengteile mehr oder minder gut kristallographisch entwickelt.

Die Erklärung dafür, daß die Verfestigung nicht wie bei den porphyrischen Gesteinen damit endete, daß viele neue Kristallisationszentren und damit viele kleine Kristalle einer Grundmasse entstanden, kann dahin gegeben werden, daß infolge langsamer Abkühlung



Fig. 220. Ophitische Struktur. Nach Gentil.

Diabas von Ain Tellout (Oran). Sperriger Plagioklas *f* mit Augitfülle *P₂*; *p*, Erz; *ch* Chlorite; *e* Epidot.

genügend lange Zeit vorhanden war, daß die zu den Kristallisationszentren sich bewegenden Magmenkomponenten bis zu den alten Ausscheidungen gelangen und sich auf ihnen niederschlagen konnten. Dabei mag der Gehalt des Magmas an Wasser die innere Beweglichkeit vermehrt, d. h. ein Wandern der kleinsten Teile begünstigt haben. Die Bildung vieler winziger Kristalle, die zufolge größerer Löslichkeit, wenigstens bei sehr kleinen Dimensionen, geringere Beständigkeit haben als größere, unterblieb.

In technischer Hinsicht repräsentiert die körnige Struktur „Gleichmäßigkeit in allen Richtungen“, gewissermaßen „Isotropie durch Mittelwerte“. Die Festigkeitsverhältnisse sind besonders bei mittlerem und feinem Korn gute.

Ophitische Struktur. Intersertalstruktur.

Gewisse im Schliff strahlige oder balkenartige Gemengteile (Feldspate) sind gerüstartig miteinander verschränkt, und die Lücken zwischen ihnen werden von einer Zwischenklemmungsmasse, z. B. Augit oder von mehreren Mineralien, zum Teil auch Glas, ausgefüllt. Man findet dies auch diabasisch-körnig oder divergentstrahlig-körnig genannte Gefüge bei vielen Diabasen, auch Basalten (Fig. 220). Die Struktur sehr vieler Meteoriten ist gleichfalls eine Art Intersertal-Gefüge.

Ersichtlich ist der Gerüst-Gemengteil der ältere, die Ausfüllungsmasse später entstanden.

Besteht letztere nur aus einem Mineral, so bei Diabasen nur aus Augit, nicht auch aus Feldspat, so muß man wohl annehmen, daß beispielsweise in diesem Falle zufolge einer Sammelkristallisation der sich mit dem Augit als Eutektikum aussondernde Feldspat an den zuvor schon ausgeschiedenen Feldspat randlich angewachsen ist; denn daß die Schmelze schließlich lediglich aus Augitsubstanz bestand ist nicht wahrscheinlich.

In technischer Hinsicht ist aus der Struktur einleuchtend, daß frische ophitische Gesteine eine beträchtliche Druckfestigkeit haben und, wenn sie nicht glasig sind, auch zähe (stoßfest) sein werden. In dem Falle würden sie sich z. B. als Steinschlag, bei nicht zu dichtem Gefüge auch für Pflastersteine gut eignen.

Porphyrische Struktur¹⁾.

Man kann im Gestein Einsprenglinge, das sind besonders große Kristalle, die im übrigen oft mehr oder minder vollkommen kristallographisch umrandet sind, und eine Grundmasse unterscheiden, welche letztere einen Untergrund für die Einsprenglinge bildet (Fig. 221). Die Bestandteile der Grundmasse können wegen zu geringer Größe häufig mit bloßem Auge nicht mehr erkannt werden. Gelegentlich ist sie glasig.

Porphyrische Struktur erscheint sehr oft bei auf der Erdoberfläche ergossenen Gesteinen, aber auch am Rande von unterirdisch in Form von Stöcken erstarrten Massen und bei Gesteinen, die in kleinern Spalten verfestigt sind²⁾.

Die Einsprenglinge (wenigstens ihre innern Teile) sind offenbar ältere Ausscheidungen gegenüber der Grundmasse. Der Gegensatz in der Größenentwicklung der eingesprengten Kristalle und der Individuen des Untergrundes bekundet, daß zu Anfang der Kristallausscheidung genügende Zeit und verhältnismäßige leichte innere Beweglichkeit des Schmelzflusses das Versammeln der Einsprenglingssubstanzen aus ausgedehnteren Bezirken zu großen Kristallen gestattete, während später infolge schnellerer Abkühlung und vermehrter Zähigkeit sich viele winzige Kristallisationsbezirke bilden

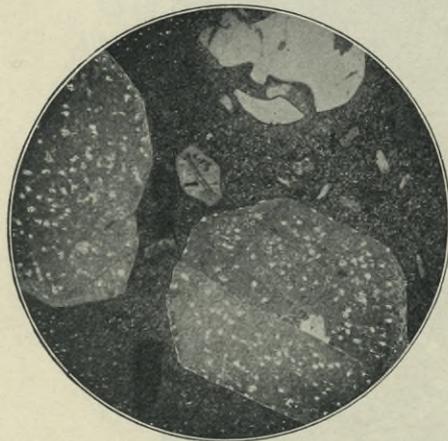


Fig. 221. Porphyrische Struktur. Granitporphyr von Rochesson (Vogesen). Einsprenglinge von Feldspat (mit Kaolinisierungstüpfen) und Quarz (hell), auch Hornblende in feinkörniger Grundmasse.

mußten, die natürlich kleine Kristalle, das Material der Grundmasse, lieferten. Überholte die Erstarrung die Kristallisation, so entstand als Grundmasse durchaus oder zum Teil (am Schluß) Glas. Da porphyrische Struktur hauptsächlich bei Oberflächengesteinen auftritt und gerade diese im Ausscheiden der gelösten Gase aus dem emporbrechenden Magma eine wichtige Begleiterscheinung der Verfestigung zeigen, kann man annehmen, daß außer schnellerer Erkaltung das Entweichen der Gase Ursache der verringerten innern Beweglichkeit im Schmelzfluß und damit der Herausbildung vieler kleiner Kristallisationszentren ist. Daß oft der Gegensatz zwischen den Einsprenglingen und den Grundmassenbestandteilen kein schroffer ist, läßt sich bei dieser Auffassung erwarten und wird auch durch die Beobachtung von Übergängen vielfach bestätigt.

Im übrigen führt eine solche Betrachtung auf einen kausalen Zusammenhang zwischen dem Umstande der porphyrischen Verfestigung und der Eruption. Zufolge der Ausscheidung der jetzigen

¹⁾ πορφύριτης (von πορφύρα, die Purpurschnecke) wurde im Altertum ein purpurnes Gestein (Hornblendeporphyr, porfido rosso antico) aus Ägypten genannt.

²⁾ Körnige und porphyrische Strukturen sind ihrem Wesen nach nicht auf Eruptivgesteine beschränkt. Z. B. besitzen manche Marmore typisch körniges Gefüge, und Mergel mit großen Gipseinsprenglingen könnte man porphyrisch nennen.

Einsprenglinge wuchs die Dampfspannung des Magmas gewaltig an (s. S. 2 u. 3), so daß es zum Durchbruch hangender Gesteinsmassen mittels eigener Dampfspannungskraft des Magmas kommen konnte. Auf der Erdoberfläche erstarrte der dampfärmere Schmelzrest zur Grundmasse. Porphyrische Struktur und Oberflächengesteins-Natur hängen also ursächlich zusammen. Bei Tiefengesteinen genügte die Dampfspannung nicht zum Schaffen eines Weges nach außen, und es kam also zu keinem schnellen Wechsel der Kristallisationsbedingungen.

Die Rosenbuschsche Auffassung geht dahin, daß die Einsprenglinge porphyrischer Ergußgesteine bereits in der Erdtiefe ausgeschiedene Bestandteile, intratellurische Bildungen, seien, die Grundmasse hingegen das Erstarrungsprodukt aus der Zeit nach dem Emporsteigen des Magmas auf die Erdoberfläche, also eine Ausscheidung der Effusivperiode. Wo Einsprenglinge und Grundmassengemengteile denselben Mineralarten angehören, nimmt Rosenbusch an, daß die Mineralausscheidung zur Effusivzeit von neuem eingesetzt habe, d. h. es würde eine Rekurrenz der Mineralbildung vorliegen. Es ist indes auch sehr wohl denkbar, daß Einsprenglinge auch noch nach dem Erguß entstanden, wenn eben die Ausscheidungsbedingungen für die Bildung großer Kristalle noch gegeben waren (S. 136).

Eine etwaige Auffassung, es seien die Einsprenglinge nur in einer intratellurischen Periode gewachsen, ist jedenfalls stets dann nicht anzunehmen, wenn die Mineralarten, welche die großen Kristalle bilden, auch in der Grundmasse ausgeschieden sind. Solange ein Mineral als Grundmassengemengteil kristallisiert, muß sich seine Substanz auch auf den gleichartigen Einsprenglingen absetzen, wie man z. B. an den sog. Aureolen (Grundmassenausscheidungen) von Quarz um Quarzeinsprenglinge in Porphyren oder an den eisenarmen (hellen) Kristallisationshöfen um Einsprenglings-Magnetite, -Augite usw. in Basalten erkennen kann. Daß in solehen Fällen ein Einsprengling sein Wachstum beim Beginn der Effusivzeit beschloß, ist nicht anzunehmen. Wo Einsprenglinge und Gemengteile der Grundmasse mineralisch übereinstimmen, würde es sich hiernach bei der Bildung der letztern nicht um eine Rekurrenz, sondern um eine Fortsetzung der Mineralausscheidung unter veränderten äußern Bedingungen handeln.

Möge an dieser Stelle noch einmal auf die Verfestigung eines sehr einfachen künstlichen Gemisches, des von Blei und Antimon, hingewiesen werden. Bereits oben (S. 122) wurde erwähnt, daß die Zusammensetzung der Schmelze bei Erniedrigung der Temperatur die Konstitution des sog. eutektischen Gemisches (13% Sb und 87% Pb) anstrebt. Bei überschüssigem Antimon wird also dieses, bei Übermengen von Blei letzteres in einer von der jeweiligen Temperatur abhängigen Menge ausgeschieden, bis bei 247° die erwähnte Zusammensetzung erreicht ist. Blei und Antimon kristallisieren dann zugleich. Derselbe Bestandteil sondert sich also bei sehr verschiedener Temperatur, mithin verschiedener Beweglichkeit der Schmelze, aus. Scheidet sich anfangs etwa Antimon aus, und, wie erörtert, bei 247° das Gemisch, so wird man annehmen, daß Antimonkristalle von bedeutenderer Größe in einer Grundmasse sich vorfinden, daß also eine porphyrische Struktur mit Antimon als Einsprenglinge und Blei-Antimon als Grundmasse sich vorfindet. Umgekehrt wird man bei Bleiüberschuß Bleikristalle eingesprengt in der nämlichen Grundmasse vermuten. In der Tat wird dies beobachtet. Diese Überlegungen lassen sich wohl auch — mutatis mutandis — auf die Silikatschmelzflüsse übertragen, wo aber die Verhältnisse durch meist größere Anzahl der in Betracht kommenden Substanzen, ferner infolge der Durchtränkung der Schmelzflüsse mit Gasen sowie durch Unterkühlung verwickelter sind. Auch fehlt es noch sehr an einschlägigen Beobachtungen. Immerhin gibt es gelegentlich Gesteine, die anscheinend ein einfaches Schema repräsentieren, so z. B. die Tsingtauite, d. s. Porphyre mit Einsprenglingen von Feldspat und einer Grundmasse aus Quarz-Feldspat.

Sehr wohl kann man aber auch voraussetzen, daß gelegentlich Gemengteile des Schmelzrestes sich an bereits früher ausgeschiedene Mineralien derselben Art ansetzen, so daß sie in der Grundmasse nicht zur Geltung kommen. Auf die Weise entstehen Übergänge zum körnigen Gefüge, und schließlich bildet sich dies selber heraus.

Bei der technischen Verwendung porphyrischer Gesteine als Baustein ist zu bedenken, daß Einsprenglinge in einer Grundmasse eine Störung der im allgemeinen erwünschten Gleichmäßigkeit eines Gesteins bedeuten. Es macht sich das natürlich bei

sehr großen Einsprenglingen, z. B. bei Trachyten mit gelegentlich zollgroßen Sanidinen, (Drachfenelstrachyt), besonders geltend. Wittert ein so großer Kristall aus dem Verbande heraus, so ist gleich eine bedeutende Bresche in das Material gelegt, d. h. der Verwitterung ein Tor geöffnet. Bei kleinern Einsprenglingen hat die Porphystruktur weniger Bedenken, besonders wenn die Grundmasse makroskopisch dicht ist, wie z. B. bei vielen Quarzporphyren und Basalten. Andererseits erhöht großporphyrische Struktur die Farbenwirkung. Sei in der Hinsicht an die prächtigen porphyartigen Rapakivi granite Finnlands erinnert.

Implikationsstruktur (Schriftgranitstruktur, granophyrische Struktur).

Ein Gemengteil, z. B. Feldspat, bildet einen Untergrund, in den in paralleler Orientierung zueinander (wenigstens jeweils auf kleinern Bezirken) meist eckig umschriebene Teile eines andern Minerals, z. B. Quarz, eingebettet erscheinen (Fig. 222). Es beruht diese Struktur auf gleichzeitiger Ausscheidung der Gemengteile. Wahrscheinlich handelt es sich um ein sog. eutektisches



Fig. 222. Implikationsstruktur. Quarzporphyr vom Roßkopf bei Barr (Vogesen). Quarz (hell) in (dunklem) Feldspatuntergrund.

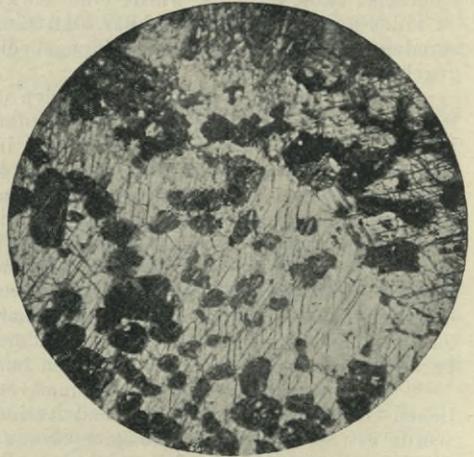


Fig. 223. Poikilitische Struktur, Hornblendeperidotit von Schriesheim (Odenwald).

Gemisch (Kristallisationsrest mit konstanter Zusammensetzung). Die Bezeichnung eutektische Struktur schlechthin für den Implikationsverband erscheint trotzdem nicht berechtigt, da eutektische Gemische auch andre Strukturen haben können, wie das von Metallen bekannt ist (blättrige, körnige, sphärolithische Eutektika usw.).

Poikilitische Struktur.

Wie bei der Implikationsstruktur bildet eine Mineralart in großen Durchschnitten, z. B. Hornblende, den Untergrund, in den kleinere, rundliche oder ebenflächig begrenzte Kristalle eines andern Gemengteils, z. B. Serpentin, in nicht paralleler Orientierung zueinander eingeschlossen sind (Fig. 223).

Die folgenden drei Strukturen finden sich bei porphyrischen Gesteinen.

Trachytische Struktur.

Die Grundmasse ist glasfrei oder glasarm, dunkle Gemengteile treten in ihr zurück, und ihr Hauptbestandteil, der Feldspat, erscheint in vielen leistenförmigen Durchschnitten, die sich in Zügen annähernd parallel oder stromartig gewunden anordnen. Man findet diese Struktur, wie der Name sagt, besonders oft bei Trachyten (Fig. 224).

Pilotaxitische Struktur und hyalopilitische Struktur.

Die Grundmasse bildet ein Gewirre zarter, im Schliff meist nadelförmig erscheinender Gemengteile, insbesondere von vorwiegendem Feldspat und Augit.

Durch wesentlichen Eintritt von Glas in die Grundmasse geht die pilotaxitische in die hyalopilitische Struktur über. Die Grundmasse bildet einen glasgetränkten Mikrolithenfilz.

Die beiden Strukturarten hat man oft Gelegenheit bei Andesiten zu sehen.

Sphärolithstruktur. Ein Gemengteil oder mehrere bilden rundliche Gebilde, die sich von einem Untergrunde abheben (Fig. 225). Der Aufbau der Sphärolithe kann körnig, schalig, radialstrahlig sein. Im letztern Falle liefern sie zwischen gekreuzten Nicols ein beim Tischdrehen feststehendes Interferenzkreuz, das besonders regelmäßig erscheint, wenn die Auslöschung der Fasern ihrer Längsachse parallel verläuft (Fig. 101, S. 52).

Sphärolithe kommen in sehr winzigen mikroskopischen Dimensionen, aber auch bis fußgroß vor, und zwar besonders bei Quarzporphyren und liparitischen, auch andesitischen Gläsern.

Man hat in den Sphärolithbildungen einen Ansatz kristallisierender Substanz um einen Kristallisations-Anfangspunkt vor sich, der dann oft in der Mitte der Gebilde gefunden wird.

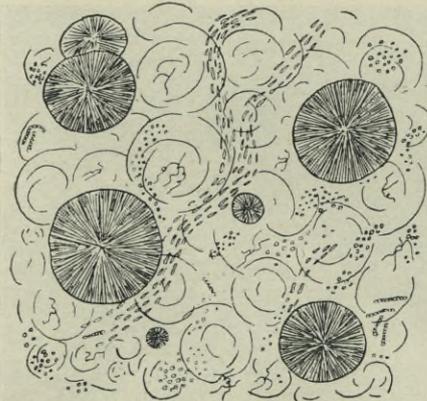


Fig. 225. Perlit mit Sphärolithen und Kristalliten.

Struktur häufig. Die Chondren sind vielleicht durch sekundäre Schmelzung von pulverigen Teilchen, Zusammenballen der Schmelze zu kleinen Tropfen und Erstarren dieser zu Kügelchen entstanden (Fig. 226).

Anhangsweise seien hier die sog. Lithophysen erwähnt, das sind durch uhrglasartige Scheidewände gekammerte Hohlkörper von vielfach knolliger Gestalt. Sie bergen öfter hübsche Mineralbildungen.

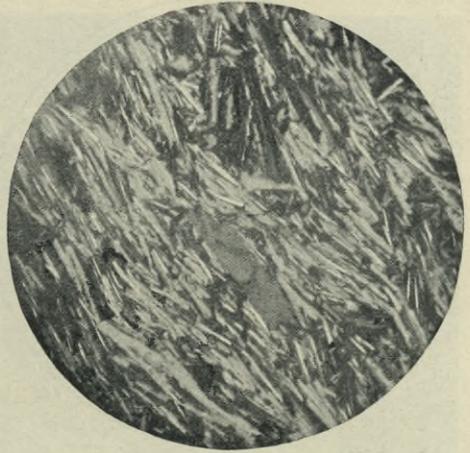


Fig. 224. Trachytische Struktur. Trachyt von Castello d'Ischia bei Neapel.

bei Quarzporphyren und liparitischen,

auch andesitischen Gläsern. Man hat in den Sphärolithbildungen einen Ansatz kristallisierender Substanz um einen Kristallisations-Anfangspunkt vor sich, der dann oft in der Mitte der Gebilde gefunden wird. Eine Art Sphärolithgefüge ist auch die bislang in typischer Ausbildung nur bei Meteorsteinen beschriebene chondritische Ausbildung. Es handelt sich dabei um kleine, gewöhnlich nur bis etwa hirsekorn-große Kügelchen, meist aus Olivin oder Orthaugit. Olivinchondren bestehen zuweilen aus nur je einem runden Kristall, andernfalls aus Körnern, bei Orthaugitchondren ist eine exzentrisch strahlige

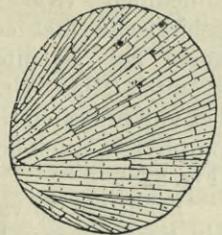


Fig. 226. Bronzitchondre.

Axiolithe nennt man Gebilde, die eine Längsachse und daran sitzende radial zur Achse gestellte Teile aufweisen.

Perlitstruktur findet sich gelegentlich bei glasigen Gesteinen (Perliten, Perlsteinen). Das Glas gliedert sich dann in rundliche, auch rundlich eckige,

meist ziemlich kleine, bis erbsengroße Teile, die gewissermaßen das Bestreben des Magmas anzeigen, sich nach Art sonstiger Flüssigkeiten zu Tropfen zusammenzuballen (Fig. 225.) Zuweilen sind solche Glaskugeln innerlich gespannt. Sie zeigen dann Polarisationserscheinungen, und zwar sehr zierliche Interferenzkreuze im parallelen, polarisierten Lichte. Ob dabei die Kugelradien Richtung größter oder kleinster optischer Elastizität sind, beobachtet man leicht mit Hilfe des Gipsblättchens vom Rot erster Ordnung (S. 50).

Sog. Aschenstruktur stellt Fig. 227 dar. Es handelt sich um Bimssteinteilchen, die durch Explosionen zerstäubt sind. Die Bläschenwände sind zu Scherben zerbrochen,

noch das einstige schaumige Gefüge

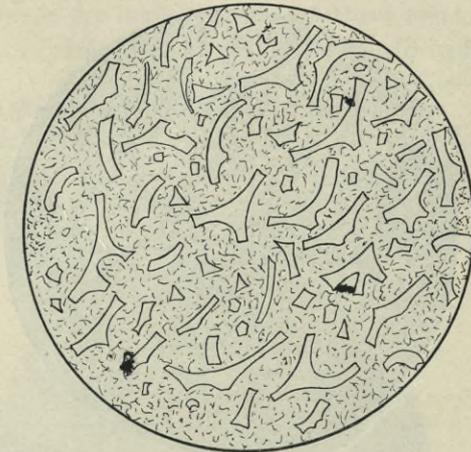


Fig. 227. Aschenstruktur. Porphyrtuff, Westfalen.
Nach einer Abbildung von O. Mügge.

welche mit ihrer Kreisbruchstückform des Materials andeuten. Zwischen ihnen lagert feineres Gesteinspulver.

Flußstruktur, Fluidalstruktur, Fluktuationsstruktur. Es ist eine versteinerte Flußerscheinung. An der Anordnung der Gemengteile erkennt man, daß die Masse einst im Fließen begriffen war, demzufolge sich die Ausscheidungen den Strömungen entsprechend anordneten. Man bemerkt diese Struktur gelegentlich z. B. bei Graniten, die dann Gneißcharakter annehmen (wie viele alpine, ergebirgische und odenwälder Granite), auch bei Syeniten und Elaeolithsyeniten (Miass, Ural), besonders häufig bei vulkanischen Gesteinen wie Quarzporphyren, auch bereits makroskopisch (Fig. 228).

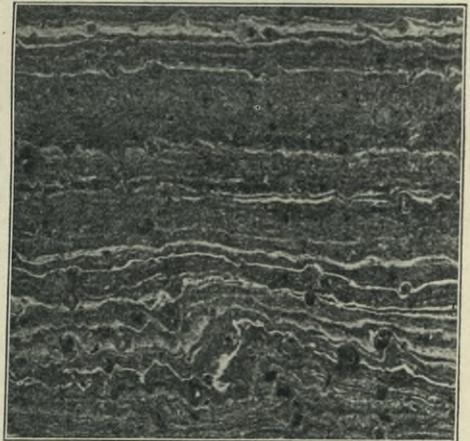


Fig. 228. Quarzporphyr mit makroskopischer Fluidalstruktur. Augustusburg (Sachsen).

Erkaltete Lavaströme lassen den einstigen feurigen Fluß oft unmittelbar an der eigenartigen Oberflächenausbildung erkennen, die in ihrer wulstigen und gekröseartigen Gestalt das Bild eines zähen, verfestigten Schmelzflusses vorweist. Man spricht dann von Fladenlava im Gegensatz zur Schollen-

lava (Blocklava), deren Oberfläche mit Schollen und Bruchstücken bedeckt ist. Besonders berühmt sind die dünnflüssigen Laven auf Hawaii, wo sie sich gelegentlich wie eine Riesenüberschwemmung weithin aus-

gebreitet haben. (Fig. 11, S. 8 und Fig. 231, S. 142.) Nach Heim erkaltet Fladenlava langsam ohne bedeutende Dampfwicklung, Schollenlava schnell und unter reichlicher Dampfbindung.

Bemerkung. Ein und derselbe Gesteinskörper (Stock, Lakkolith, Decke, Lager, Gang) kann an wechselnden Stellen sich strukturell verschieden zeigen, z. B. kann ein Stock körnig in der Hauptmasse, porphyrisch am Rande des Vorkommens sein (porphyrische Randfacies). Gänge sind öfter am Salband dichter als in der Gangmitte.

Schlierige Struktur.

Schlieren nennt man zum Teil viele Meter große, meist jedoch kleinere Gesteinspartien, welche sich von dem normalen Gestein, z. B. Granit oder Gabbro, in dem sie vorkommen, durch starke Anhäufung sonst gleichmäßig verteilter Gemengteile oder durch besondere Mineralführung bzw. durch beides abheben. So bemerkt man zuweilen in hellen, weißlichen oder rötlichen Graniten dunkle Flecken, Streifen oder Flammen, die meist mit unscharfer Umrandung in das normale Gestein verlaufen, gelegentlich sich auch scharf umschrieben abgrenzen. Zuweilen sind sie in gewissen Richtungen, einem Fließen des Magmas entsprechend, im Groben parallel angeordnet. Solche Schlieren bestehen in Graniten z. B. oft aus Anhäufungen von Biotit, Hornblende, auch Augit, ähnlich gibt es Biotit- auch Diallag- und andre Schlieren in Gabbro usw. (Fig. 229.)



Fig. 229. Schlieriger Gabbro; Bruchfläche. Radautal, (Harz).

Von großer praktischer Wichtigkeit sind zuweilen nesterförmige, auch gangartige Erzschlieren in Eruptivgesteinen. Bedeutende Magneteisenerzbaue im Ural, so an der Gora Blagodat bei Kuschwa sowie an der Wissokaja Gora bei Nischne Tagilsk, beruhen auf der Gewinnung von Erzen in

quarzfremen Porphyren¹⁾. Das großartigste Vorkommen scheinen in dieser Hinsicht das des Kiirunavaara (Schneehuhnberg) und seiner Fortsetzung Luossavaara (Lachsberg) hoch im schwedischen Norden (an 67° 50' n. Br.) zu sein,



Fig. 230. Schematisches Profil durch den Kiirunavaara, Schweden. Nach Stutzer.

1. Konglomerat. 2. Augitsyenit. 3. Syenitporphyr.
4. Magneteisenerz. 5. Haukischichten. 6. Quarzit.

von denen der erste eine plattige Masse darstellt von im Durchschnitt 70 m Mächtigkeit und 2,8 km sichtbarer und 4,7 km aus magnetischen Beobachtungen erschlossener Länge²⁾. Das apatithaltige Erz lagert in quarzfremem Porphyr und ragt bergartig zutage.

¹⁾ In neuerer Zeit werden diese Magneteisenerze auch als metamorphe Bildungen aufgefaßt.

²⁾ 1906 wurde am Kiirunaberger bereits das staatlich erlaubte Maximum von jährlich 1,8 Millionen t Erz gewonnen.

An andern Orten haben sich titanreiche Magnetite (Lappland) oder Titaneisenerz (Egersund in Norwegen) in Gabbrogesteinen, Chromeisenerz in Olivingesteinen (Kraubath in Steiermark), Magnetkies in Gabbro (Radautal im Harz, Kanada) in größern Mengen schlierig ausgeschieden. Auch die Massen von gediegen Eisen in grönländischen Basalten (Ovifak, Insel Disko) sind hier anzuführen.

Die Schlieren sind zum Teil Zeugen von Magmenscheidungen (S. 116), zum Teil stellen sie ganz oder teilweise umgeschmolzene Einschlüsse fremder Gesteine vor, welche ja leicht aus zerbröckeltem Nebengestein in einen in der Erdkruste aufsteigenden Schmelzfluß geraten können. Das geschmolzene Material der Einschlüsse mischte sich mit dem Magma und gab örtlich zu

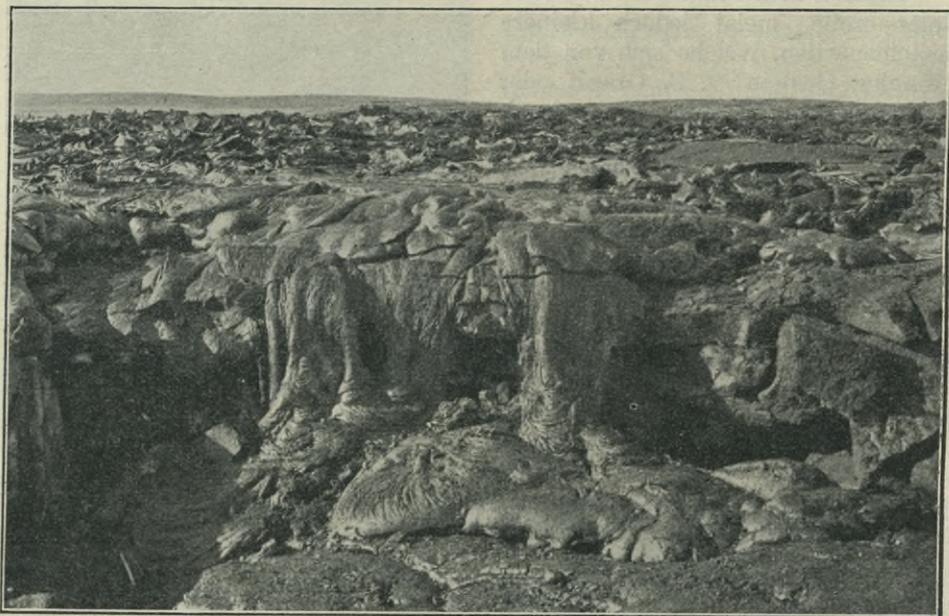


Fig. 231. Fladenlava am Kilauea (Hawaii).

besondern Bildungen Veranlassung. Andre Schlieren, meist heller Farbe, erwecken den Anschein, als seien es Nachschübe, Injektionen in ein noch nicht ganz verfestigtes Gestein oder Kristallisationen von Magmaresten, die sich an bestimmten Stellen, etwa in rundlichen oder spaltenförmigen Schrumpfungshohlräumen, anhäufte.

Die Unterscheidung, ob alte Ausscheidungen oder umgeänderte bzw. unversehrte Einschlüsse vorliegen, ist gelegentlich schwierig und strittig, so bei gabbroartigen Bildungen und den sog. Olivinknollen der Basalte. Die Olivinknollen sind eckige und rundliche Anhäufungen von vorwaltendem grüngelben Olivin und andern Mineralien, wie Bronzit, Diopsid, Spinell. Offenbar handelt es sich um Bruchstücke größerer Massen; sie sind wahrscheinlich als protogene Bildungen (endogene Einschlüsse) im Basaltmagma ausgeschieden und von ihm bei seinem Ergusse mitgeführt. In Basalt findet man gelegentlich so viel Olivinknollen, daß seine technische Verwendbarkeit, z. B. für Pflastersteine, beeinträchtigt wird.

Bei dieser Gelegenheit seien auch die sog. gemischten Gänge erwähnt, wie man sie in sehr schöner Entwicklung durch Bücking in Thüringen kennen gelernt hat. Es

handelt sich hierbei um mehrere oft recht verschiedene Eruptivgesteine in einem Spaltenraum, z. B. derart, daß eine Gesteinsart beiderseits an den Salbändern auftritt und eine andre die Gangmitte ausmacht. Mit großer Wahrscheinlichkeit werden solche Vorkommnisse als Produkt einer magmatischen Differenzierung, d. h. einer örtlichen Trennung chemisch verschiedener Stoffe im Gange angesehen, doch ist auch die Meinung geäußert, daß es sich um Nachschübe oder Aufreißen von Gängen und zweite (ev. dritte) Injektion in die wieder entstandene Spalte handelt.

Protoklasstruktur.

Vor der vollständigen Verfestigung der Eruptivgesteine kommt es bei den Bewegungen der Kristalle im Magma gelegentlich zu mechanischen Zerstörungen, ferner mag die Zusammenziehung des vollends erkaltenden Gesteins Pressungen, zuweilen Zertrümmerungen, auch die Gliederung nadelförmiger Kristalle, wie Apatit, in Teilstücke mit sich bringen. Solche Erscheinungen faßt man als Protoklasen zusammen.

Kataklasstruktur.

Sie wird durch die mechanische Einwirkung gebirgsbildender Druckkräfte auf feste Gesteine verursacht. Die Wirkung kann natürlich sehr

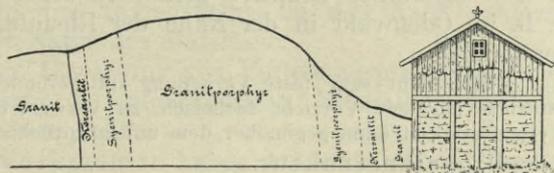


Fig. 232. Gemischter Gang im Elmental (Thüringen).
Nach H. Bücking.

verschieden stark sein. In ihren schwächsten Stadien äußert sie sich bei Kristallen, besonders Quarz, durch nicht parallele, sondern wellige Auslöschung der verschiedenen Teile eines Durchschnittes. Bei Feldspat kommt es in solchen Fällen gelegentlich zur sekundären Entstehung von Zwillingstrukturen. So erhält Orthoklas Mikroklinlamellierung. Der Glimmer kann gebogen, zerknittert, auch zerfetzt und mit seiner Blattebene in die Ausweichungsebene (im allgemeinen senkrecht zur Druckrichtung) gestellt werden. Häufig kommt es zu sehr starken Zertrümmerungen, Zerquetschungen, Auswalizaciones usw. Vgl. die Abbildung eines Gabbros in Fig. 233, dessen Gemengteile förmlich in einem Trümmer-



Fig. 233. Kataklastischer Gabbro von Penig
(Sachsen).

grus lagern (Mörtelstruktur). Der Grad der Druckwirkung wechselt meist stark von einer Stelle zur andern.

Wie erwähnt, ist es die Meinung mancher Gesteinskundigen, daß durch den Gebirgsdruck aus Eruptivgesteinen, wie Granit, Syenit usw., kristalline Schiefer entstanden sind (vgl. Abschn. XI).

Man findet Kataklasstruktur bei größern Vorkommnissen gelegentlich in Quetschzonen ganz besonders kräftig entwickelt, während dazwischen mechanisch weniger oder nicht beanspruchte Gesteinsmassen lagern¹⁾. Solche

¹⁾ O. Mohr hat berechnet, daß die Formänderungen sich nach Überschreiten der Elastizitätsgrenze nicht gleichmäßig in den kleinsten Teilchen gelten machen, sondern

innerlich zerdrückte Gesteinsstreifen kennzeichnen sich äußerlich nicht selten durch Neubildungen (Absätze aus wandernden Gewässern, so von Kalkspat, Quarz, Epidot, auch Brauneisenstein, Erzen, Eisenkies, auch gelegentlich von Gold (z. B. im Ural, bei Gondo am Simplon in der Schweiz). Daß man derartige in sich zermürbte Eruptive gerade in der Nähe von Verwerfungen antrifft (z. B. im Odenwald in der Nähe der Rheintalspalte), ist nach Obigem leicht verständlich.

Falls nicht sehr feste Verheilung stattgefunden hat, sind kataklastische Gesteine natürlich nur mit Vorsicht technisch zu verwenden. Ihre Druckfestigkeit, Zähigkeit, Wetterfestigkeit kann gegenüber dem unbeanspruchten Material sehr gelitten haben.

Breccienstruktur.

Breccien nennt man Gesteine, die aus eckigen Bruchstücken und einem verkittenden Bindemittel bestehen. Für gewöhnlich ist das letztere ein Absatz aus Wasser. Solche Gesteine werden später charakterisiert werden.



Fig. 234. Explosionsbreccie am Schalkenmehrener Maar (Eifel).

Es kommt aber auch vor, daß das Bindemittel magmatisch ist. Dann heißen die Breccien Eruptivbreccien. So sind z. B. zuweilen eckige Bruchstücke von Porphyry oder von andern Gesteinen, etwa Tonschiefer, von einem Porphyrlavastrom umwickelt und durch den Schmelzfluß verkittet. Auch in Gängen kommt Eruptivbreccie vor. Das aufsteigende Magma hat in diesem Falle eckige Bruchstücke des bei der Gangbildung zersplitterten Nebengesteins in sich eingebettet.

In den S. 3 erwähnten Explosionsröhren und in ihrer Umgebung findet man gleichfalls zerschmetterte Gesteine in eckigen Bruchstücken, vermengt mit zerstäubten Magmateilen, Lapilli, Bomben usw. (Explosionsbreccie).

in zwei regelmäßig gelagerten Zonen besonders heraustreten, denen bei Überbeanspruchung dann vielfach auch die Brüche folgen. (Vgl. das Marmorpräparat Fig. 191, S. 102.) Man bemerkt solche sich kreuzenden Klüfte oft in der Gesteinswelt.

5. Einteilung der Eruptivgesteine.

Bei der Systematik der Eruptivgesteine wird man wegen der Übergänge, die zwischen den Gesteinen sowohl bezüglich ihrer chemischen Natur als auch hinsichtlich der mineralischen Zusammensetzung und der Gesteinsstruktur bestehen, eine gewisse Unschärfe der Abgrenzungen in den Kauf nehmen müssen. Übergänge liegen in der Natur des Materials.

In Bezug auf Benutzung und Bewertung von Einteilungsprinzipien, wie geologisches Vorkommen, chemische Zusammensetzung, Mineralkombination, Struktur, gehen die Meinungen auseinander.

Nach dem geologischen Vorkommen haben A. Geikie und H. Rosenbusch eine Einteilung vollzogen. Letzterer unterschied: 1. Tiefengesteine, 2. Ergußgesteine, 3. Ganggesteine. Tiefengesteine erreichten als Magmen nie die Erdoberfläche, bilden Stöcke, Lakkolithe, Lager- und Quergänge. Ergußgesteine gelangten an die Oberfläche der Lithosphäre und ergossen sich also subaerisch oder submarin. Als Ganggesteine bezeichnet H. Rosenbusch eine gewisse Klasse von Eruptivgesteinen, die man nur ausnahmsweise anders als in Gangform angetroffen hat. Die Einteilung in Tiefengesteine (abyssische Gesteine, Batholithe, plutonische Gesteine, Plutonite) und Ergußgesteine (Effusivgesteine, Oberflächengesteine, vulkanische Gesteine, Vulkanite) gliedert also nach dem Erstarrungsorte, der durch die in ihm herrschenden Bedingungen die Entwicklung des Magmas zum Gestein beeinflusste. Magmen, die große Hohlräume in der Erdkruste ausfüllen, werden ihrer Tiefenlage entsprechend unter dem Druck der überlagernden Erdrinde kristallisieren, ihre Wärme und das Magma durchtränkende Stoffe (wie Wasser, Kohlensäure, auch B- und Fl-haltige Dämpfe) nur langsam ans Nebengestein verlieren, während auf der festen Erdkruste ergossene Schmelzflüsse umgekehrt unter geringerem Druck stehen, Wärme und durchtränkende Stoffe leichter und schneller abgeben können. Übergänge werden sich einstellen, wenn die Magmen in wenig tiefen, in kleinen oder durch Zersplitterung der Decke (z. B. bei Lakkolithen) bzw. durch Gangbildung mit der Erdoberfläche in Verbindung stehenden Hohlräumen erstarren, andererseits wenn die oberflächlichen Ergüsse so mächtig sind, daß in ihren innern Teilen die Verhältnisse bezüglich Druck, Wärmeabgabe usw. denen bei typischen Tiefengesteinen ähnlich werden.

Typische Tiefengesteine besitzen richtungslos körnige, ziemlich grobe Struktur. Es fehlen glasige Entwicklungen, da die Abkühlung nicht plötzlich vor sich ging, ferner Blasenräume, wohl weil die absorbierten Gase bei der sehr langsamen Abkühlung ohne Steckenbleiben entweichen konnten, und weiterhin naturgemäß auch Bomben, Lapilli, Aschen, Tuffe, da die Überlagerung des Magmas durch Gesteinsmassen keine Auswürfe durch Explosionen gestattete.

Typische Oberflächengesteine¹⁾ sind in ihrer Hauptmasse aus Gemengteilen von geringerer Größe aufgebaut, als sie bei Tiefengesteinen im allgemeinen vorgefunden werden, oft porphyrisch, nicht selten glasis, zeigen vielfach Blasenräume, weisen oft Bomben, Lapilli, Aschen, Tuffe auf.

In Gängen (Ausfüllungen von Spalten der Erdrinde) findet man sowohl Gesteine, die in ihrer Struktur Tiefengesteinen, als auch solche, die Oberflächen-

¹⁾ Der Name Oberflächengesteine erscheint umfassender für die hierher gehörigen Gesteine als die Bezeichnung Effusivgesteine, weil er dem Sinne nach auch die Auswurfmassen (Bomben, Lapilli, Aschen, Tuffe) umschließt, die ja keine Effusiv-, sondern Ejektionsmassen sind.

gesteinen gleichen. Wegen ihrer Übereinstimmung mit der einen oder der andern erwähnten Gesteinsgruppe rechnet man deshalb viele eruptive Spaltenfüllungen zu den Tiefengesteinen, so bei Graniten, und wieder andre trotz unterirdischer Erstarrung in Spalten zu den Ergußgesteinen, so bei Basalten.

Es gibt nun eruptive Gangmassen, die nach H. Rosenbusch mineralogisch und chemisch mit den Tiefengesteinen übereinstimmen, sich jedoch von ihnen durch porphyrische Struktur unterscheiden, z. B. porphyrische, im übrigen Granit ähnliche Ganggesteine, die man Granitporphyre nennt. Ähnlich schließen sich an die andern Tiefengesteine (Plutonite, Batholithe) solche Porphyre an. Sie seien zusammenfassend Plutonitporphyre oder Batholithporphyre genannt. H. Rosenbusch bezeichnet sie als granitporphyrische Ganggesteine.

Weiterhin existiert eine Anzahl von Gesteinen, die nach H. Rosenbusch fast ausschließlich in Gangform vorkommen und von dem genannten Forscher als Begleiter gewisser Tiefengesteine, gewissermaßen als ihre Gefolgschaft (Gangfolge) aufgefaßt werden. Man hält diese Gangfüllungen wohl für Proben der verschiedenen Stadien sich chemisch differenzierender Tiefengesteinsmagmen, d. h. für Spalteninjektionen aus dem Herde eines sich durch Stoffwanderungen im Magma allmählich ändernden Schmelzflusses; von seinen chemischen Spaltvorgängen würden sie also Kunde geben, ähnlich wie man die wechselnden Oberflächengüsse eines Eruptionszentrums auf Differenzierung des Tiefenmagmas zurückführen kann.

H. Rosenbusch hat diesen für die Deutung der Eruptive sehr interessanten Gesteinen zusammen mit den oben als Plutonitporphyre bezeichneten den Namen Ganggesteine gegeben. Es läßt sich aber im Hinblick auf das zahlreiche Vorkommen von Gängen bei plutonischen und vulkanischen Gesteinen nicht verkennen, daß die Bezeichnung gewisser in Gängen vorkommender Gesteine als Ganggesteine schlechthin nicht glücklich ist, auch weil dieselben Typen, die Ganggesteine heißen, gleichfalls als Facies am nicht gangförmigen geologischen Körper von Plutoniten, z. B. als Randteil von Lakkolithen, vorkommen. Es dürfte sich also empfehlen, nach Absonderung der Plutonitporphyre, die bestehende Eigenart der übrigen hier in Rede stehenden Eruptive mit dem Namen Spaltungsgesteine oder Schizolithe zu kennzeichnen und auf die Weise nicht auf die häufige Gangform, sondern auf die Natur der Massen als Spaltungsprodukte bei der Namengebung Gewicht zu legen. Weniger eine klassifikatorische Unterscheidung als vielmehr eine erwünschte Bezeichnung der geologischen Erscheinung im Namen ergibt sich dann weiter je nach der geologischen Stellung der abgespaltenen Massen. In dem Sinne kann man die Namen Tiefen-Spaltungsgesteine oder Plutonit-Schizolithe und Gang-Spaltungsgesteine oder Gang-Schizolithe gut gebrauchen.

Als Plutonit-Schizolithe sind z. B. sog. aplitische Ausbildungen an Granitmassiven erkannt; dahin gehören die Granulite Sachsens, die eine Art Schale um einen Granitlakkolithen bilden. Auch die glimmerfreien, Alaskit genannten Granite, andererseits die Anorthit-Olivinfelse (Forellensteine), Diablagfelse und Erzgesteine bei Gabbrovorkommnissen lassen sich hierher rechnen. Daß in solchen Fällen von „strenger Systematik“ nicht die Rede sein kann, also keine scharfen Grenzen zwischen Plutoniten und Plutonit-Schizolithen existieren, liegt in der Natur der Eruptive begründet.

Gang-Schizolithe gibt es in großer Zahl, so z. B. Aplite und Minetten als Gangfolge von Granit.

In der von F. Zirkel angewandten Systematik werden die Eruptivgesteine nach ihrer Struktur in gleichmäßig körnige und in porphyrische bzw. glase

Gesteine eingeteilt. Die erste Gruppe stellt vorwiegend in großer Tiefe erstarrte, die letztere vorwiegend Effusivgesteine dar. Besondere Namen hat F. Zirkel den beiden Gruppen nicht gegeben.

Sowohl bei der Rosenbusch'schen als auch bei der Zirkel'schen Einteilung stößt man auf gewisse Schwierigkeiten, bei der ersten hauptsächlich, weil bei der Bezeichnung eines Gesteins als Tiefen- oder Ergußgestein dieser Charakter zumeist nicht durch geologische Betrachtung erschlossen wird (häufig auch nicht erschlossen werden könnte), die körnige bzw. porphyrische Struktur aber, die bei der Unterscheidung von Tiefen- und Oberflächengesteinen als Kennzeichen benutzt wird, in der Tat nicht mit der geologischen Unterscheidung streng parallel geht. Bei der Zirkel'schen Einteilung ist zu vermerken, daß nicht immer die nach historischer Überlieferung und natürlichem Zusammenhang zu vereinigenden Gesteinsarten (z. B. Basalte) gleichmäßig immer körnige bzw. porphyrische Struktur aufweisen, vielmehr zum Teil porphyrisch, zum Teil körnig sind, also eigentlich getrennt und teilweise in der einen, teilweise in der andern Gruppe untergebracht werden müßten.

Da es angebracht erscheint, von Graniten, Syeniten usw. einerseits und Porphyren, Melaphyren, Basalten usw. andererseits zusammenfassend sprechen zu können, aber dem übergangsreichen Wesen der Gesteine zufolge Charakternamen kaum gegeben werden können, empfiehlt es sich, die beiden Abteilungen mit den an sich indifferenten Namen plutonische und vulkanische Gesteine (Plutonite und Vulkanite) nach Pluto und Vulkan, den Göttern der Unterwelt und des Feuers, zu benennen!).

Früher nannte man die plutonischen Gesteine wohl alte Eruptivgesteine, die vulkanischen Gesteine junge. Diese Bezeichnungen müssen insofern als unrichtig erklärt werden, als sich auch heutzutage in der Erdtiefe plutonische Gesteine entwickeln können. Sie sind wegen ihrer Lage nicht sichtbar, was aber bei den in frühern geologischen Perioden gebildeten (alten) Plutoniten zum Teil, und zwar dann der Fall ist, wenn die sie einst einhüllende Bedeckung durch die Verwitterung fortgeführt ist, so daß die Gesteine somit an die jetzige Erosionsoberfläche der Erde reichen. Weiterhin lagern auch junge (tertiäre) plutonische Gesteine (italienische Gabbros) an der Erdoberfläche. Andererseits gab es in sehr alten geologischen Perioden vulkanische Gesteine.

Bezüglich der Oberflächengesteine wird auch jetzt häufig noch eine Zweiteilung in alte (vortertiäre) und junge (tertiäre und quartäre) geübt. Es rührt dies davon her, daß die Kenntnis der Gesteine hauptsächlich von Deutschland ausging, wo man diese Einteilung machen durfte, weil keine durch die verschiedenen geologischen Perioden fortlaufende Reihe von Oberflächengesteinen vorliegt, vielmehr die Zeiten der hauptsächlichsten Oberflächeneruptionen (Devon, Karbon, Perm einerseits und Tertiär andererseits) durch die lange Ruhepause der Trias-, Jura-, Kreideperioden getrennt sind. Die (alten) Produkte der ersten Eruptionszeit unterscheiden sich von den jungen der zweiten vielfach durch ihren Erhaltungszustand. Sie sind meist verwitterter, unfrischer als die letztern.

Da in andern Ländern eine solche geologische Teilung nicht durchzuführen ist, wird man wohl die grundsätzliche Zerteilung der vulkanischen Gesteine in zwei Reihen aufgeben. Indes empfiehlt es sich doch, für deutsche Verhältnisse beide überlieferte Namen beizubehalten, da dann mit ihnen gleich die wichtigen Alters- und Erhaltungszustände gekennzeichnet sind. Zusammenfassend kann man von der einen Reihe als der altvulkanischen (paläovulkanischen), von der andern als jungvulkanischen (neovulkanischen) sprechen (Paläovulkanite und Neovulkanite).

Im Hinblick auf obige Erörterungen ist in der vorliegenden Gesteinskunde die Fülle der Eruptivgesteine forgendermaßen gegliedert.

Plutonite (Plutonische Gesteine).

Anhang: Plutonitporphyre und Schizolithe (Spaltungsgesteine).

Vulkanite (Vulkanische Gesteine) mit ihren Tuffen.

Die spezielle Einteilung innerhalb der größern Gruppen der plutonischen und vulkanischen Gesteine geschieht nach dem Mineralbestand. Es ist wichtig, sich zu vergegenwärtigen, daß das nicht mit einer Gliederung nach der chemischen Zusammensetzung streng parallel geht.

1) J. Roth dehnte den Namen plutonische Gesteine auf alle Eruptivgesteine aus. Üblicher ist die Beschränkung im oben erwähnten Sinne.

In neuerer Zeit machen sich berechnete Bestrebungen geltend, der chemischen Zusammensetzung der Gesteine bei der Systematik ein bedeutendes Gewicht zu geben. Immerhin ist zu bedenken, daß der Mineralbestand und das Gefüge ganz besonders und unmittelbar auffallende, naturwissenschaftlich sehr wichtige Merkmale eines Gesteins sind, und ferner daß ein und dasselbe Magma bzw. chemisch nur sehr wenig voneinander abweichende Schmelzflüsse sich in verschiedener Art mineralisch verfestigen können. Die Einteilung nach der Mineralführung kann also gelegentlich eine feinere sein als nach der chemischen Natur. In der Hinsicht sind Diagramme wie Fig. 204, S. 124 von Interesse, insofern sie zeigen, wie trotz nur geringer Schwankung der chemischen Zusammensetzung die Kristallisationsbahn recht verschieden sein kann. Der Punkt *C* der Fig. 204 ist gewissermaßen eine Wegescheide. Dicht an, aber rechts von *C* fließt die Kristallisation nach *D*, dicht an, aber links von *C* nach *B*. Aus einer Schmelze von CaO und SiO_2 kann entsprechend bei nur sehr wenig wechselnder Zusammensetzung eine Mischung von Wollastonit und Kalkolivin oder eine mineralisch ganz andre, nämlich von Wollastonit und Tridymit entstehen.

6. Übersicht der plutonischen Gesteine (Plutonite).

Es seien hier zunächst die charakteristischen Mineralien für die großen Gesteinsgruppen angegeben.

Granit. Vorwaltend Alkalifeldspat, reichlich Quarz.

Syenit. Vorwaltend Alkalifeldspat, wenig oder kein Quarz.

Eläolithsyenit und Leuzitsyenit. Alkalifeldspat, Eläolith bzw. Leuzit.

Ohne Quarz.

Sowohl bei Graniten als auch bei den Syeniten und Eläolithsyeniten treten neben den genannten Bestandteilen auf: Glimmer (bei Granit Muskovit oder Biotit bzw. beide, bei den Syeniten nur Biotit), oder Hornblende, oder Augit, einzeln oder im Verein miteinander.

Diorit. Kalknatronfeldspat, dazu Biotit oder Hornblende oder Augit, bzw. mehrere dieser Mineralien. Mit und ohne Quarz.

Gabbro. Natronkalkfeldspat mit Diallag. Quarz fehlt oder ist in geringer Menge vorhanden. Mit oder ohne Olivin. Anhänge. Norit. Für Diallag Orthaugit. Peridotit. Olivinreich. Ohne Feldspat. Pyroxenit. Augitreich. Ohne Feldspat.

Theralith. Plagioklas und Nephelin.

Ijolith und Missouriit. Nephelin bzw. Leuzit und Augit.

Während in obiger Zusammenstellung die Plutonite gewissermaßen in nur einer Reihe dargestellt sind sei noch besonders vermerkt, daß in Zukunft wohl die Gliederung in zwei Reihen sich mehr geltend machen wird. Die erste Hauptgruppe wird dann umfassen Granit, Syenit, Diorit, Gabbro, Peridotit und Pyroxenit, die zweite die Natrongesteine: Natrongranit, Natronsyenit mit Eläolithsyenit, Theralith, Ijolith. Auch diese Natronreihe verläuft in Peridotite und Pyroxenite.

Nicht zu vergessen ist, daß Übergänge zum Wesen der Gesteine gehören. Dem entsprechend wird man manche Gesteine lieber als Anhänge an Typen gliedern als selbstständig machen. So wäre bei der zweiten Aufzählung z. B. mit Leuzitsyenit und Missouriit zu verfahren, die man als Anhänge an Eläolithsyenit und Ijolith einführen kann. Übergänge zwischen Kalifeldspat- und Kalknatronfeldspatgesteinen stellen z. B. manche Syenite und die sog. Monzonite (S. 155) dar.

Granit.

Mineralbestand. Granit (Name von granum, Korn) ist gekennzeichnet durch die Mineralkombination Alkalifeldspat und Quarz. Dazu kann sich Plagioklas gesellen, ferner (einzeln oder miteinander) Glimmer, Hornblende, Augit. Wohl stets vorhanden, wenn auch in geringer Menge und oft nur mikro-

skopisch zu erkennen sind Eisenerze (Magnetit oder Eisenglanz), Apatit, Zirkon. Zuweilen finden sich Turmalin, Granat, Andalusit.

Der Granitquarz ist farblos oder weißlich, auch bläulich (wohl infolge sehr kleiner Einlagerungen, die ihn im reflektierten Lichte bläulich erscheinen lassen, entsprechend raucherfüllter Luft oder dünnem Seifenwasser), zuweilen gelblich (eingelagertes Eisenoxydhydrat) oder rot (Eisenoxyd).

Der Alkalifeldspat (Orthoklas, auch Mikroklin) ist in der Regel makroskopisch undurchsichtig, rötlich, gelblich, weißlich. Er wird von meist weißlichem oder gelblichem Plagioklas (meist Oligoklas oder Andesin) begleitet, ausgenommen bei der Gruppe der sog. Alkaligranite, die plagioklasfrei sind. Die Glimmer treten als Biotit (dunkel) oder Muskovit (hell), einzeln oder beide zusammen, auf. Hornblende bildet meist schwarzgrüne Säulchen und Körner, der seltene Augit ebenfalls.

Arten. Man unterscheidet Biotitgranit (auch Granit genannt): Feldspat (d. h. Kalifeldspat und Kalknatronfeldspat), Quarz, Biotit. Hornblendebiotitgranit (Hornblendegranit): Feldspat, Quarz, Biotit, Hornblende. Hornblendegranit: Feldspat, Quarz, Hornblende. Augitgranit: Feldspat, Quarz, Augit. Biotit-Muscovitgranit: Feldspat, Quarz, Biotit, Muskovit. Muskovitgranit: Feldspat, Quarz, Muskovit. Lithionitgranite führen Lithionglimmer. Die Tonalite führen zu Quarzdioriten über. Schließlich gibt es Granite, die wesentlich nur aus Feldspat und Quarz bestehen (am einfachsten wohl als Quarzfeldspatgranite zu bezeichnen).

Die sächsischen Granulite sind neuerdings als Facies von Granit erkannt. Sie sollen deshalb bei den Spaltungsgesteinen geschildert werden (S. 162).

Pegmatite sind sehr grobkörnige Muscovitgranite (zuweilen mit Biotit, zum Teil auch glimmerfrei). Aus ihnen

kann man gelegentlich gewaltige Kristalle gewinnen, so von Feldspat, dann auch Glimmermassen, die in große Tafeln spalten. Sie führen öfter sonst seltene Mineralien wie Beryll, Turmalin, Flußspat, Korund, Spinelle, auch Erze (Zinnerz, sulfidische Kupfererze, Quarz mit goldhaltigem Eisenkies auch



Fig. 235. Steinbruch in zerklüftetem Granit.
Penang, Hinterindien.



Fig. 236. Biotitgranit. Brocken, Harz. Polierte Fläche.
Feldspat hell, Biotit schwarz, Quarz grau.

Arsen kies) und stellen wohl Bildungen aus der letzten Zeit der Granitverfestigung dar. Die Gemengteile des Pegmatits wachsen gelegentlich förmlich aus denen des einschließenden Granits heraus.

Die Pegmatite entstanden wahrscheinlich als Ausscheidungen aus dem wasserreichen Magmenreste, der sich in Klüften und sonstigen Hohlräumen des Eruptivgesteins sammelte, auch ins Nebengestein eindrang. Zum Teil sind die Pegmatite sehr quarzreich, so daß sie

förmlich zu Quarzgängen überführen, von denen man schon immer annahm, daß sie aus wässerigen Lösungen entstanden. Bemerkenswerter Weise stehen Pegmatite und Aplite gelegentlich deutlich miteinander in örtlichem Zusammenhang. Daher könnte man die Pegmatite auch bei den Spaltungsgesteinen (S. 162) betrachten.

Sog. Schriftgranite zeigen in einem Feldspatuntergrunde auf kleinere Bezirke einheitlich orientierte, eckig umrandete Quarze. Sie stellen nach Teall eutektische Gemische dar, und zwar nach Vogt von 75 Gewichtsprozenten Kalifeldspat und 25% Quarz.

Reichlich Turmalin führende Granite heißen Turmalingranite.

Struktur. Granite besitzen eine körnige Struktur. Allerdings tritt der Glimmer meist nicht in Körner- sondern Blättchenform, zuweilen kristallographisch sechseckig umrandet auf.

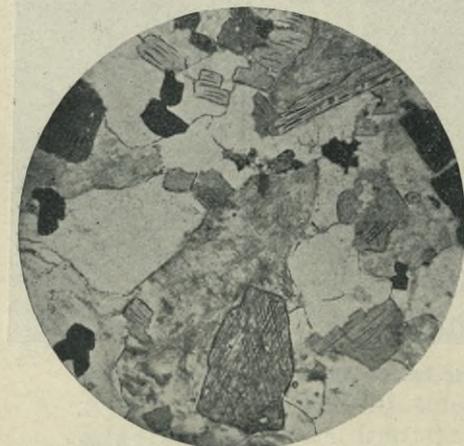


Fig. 237. Hornblendebiotitgranit.
Markirch (Vogesen).

Orthoklas trübe, Hornblende Mitte unten (sich kreuzende Spaltrisse), Biotit unten und oben rechts (Spaltrisse), Quarz hell, Erz schwarz.

Nicht selten wird das Gefüge durch große Feldspate porphyrtartig (Fig. 238). Gelegentlich erkennt man miarolitische Entwicklung.

Eigenartige Ausbildungen zeigen die sog. Kugelgranite (Fig. 239). Sie sind durch rundliche Anhäufungen dunkler Gemengteile (Glimmer, Hornblende) oder auch dunkler und heller (Feldspat, Quarz) Bestandteile ausgezeichnet. Man faßt die Kugeln als alte Ausscheidungen des Granitmagmas auf. Das gilt auch zum Teil für die großen und kleinen, durch Biotit, Hornblende, auch Augit dunklen Flecke von unregelmäßiger Gestalt und nicht selten unscharfem Umriß, die man in Graniten vielfach beobachtet (dunkle Schlieren). Gelegentlich liegen in solchen Massen umgeänderte Einschlüsse vor. Zuweilen beobachtet man helle Schlieren, die als jüngste Erstarrungen des granitischen Magmas, zum Teil als Nachschübe in das noch nicht ganz verfestigte Material aufgefaßt werden. Interessant sind Flußstrukturen im Granit, dessen Gemengteile dann durch ihre Anordnung ihre frühere Bewegung gewissermaßen in einem Stadium versteinert vorführen.



Fig. 238. Porphyrtiger Granit.
Kappelrodeck (Schwarzwald). Polierte Fläche.

Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung bei sog. Gneißgraniten (Flasergneiß, Augengneiß), z. B. in den Alpen, im Erzgebirge, Odenwald u. a. O. Das Vorhandensein

einer Schieferung an den Außenzonen alpiner Granite, die nach dem Innern der Vorkommnisse normalkörniges Gefüge haben, erklärt Weinschenk durch Druckkristallisation (Piezokristallisation), d. h. durch eine Zwangskristallisation unter dem Einfluß des gebirgsbildenden Druckes, der die blätterförmigen Bestandteile parallel stellte und so Schieferung hervorrief.

Hier ist auch die Meinung zu erwähnen, daß durch Dynamometamorphose (infolge von Gebirgsdruck) bereits verfestigte Granite makroskopisch eine dem Fluidalgefüge ähnliche Struktur erlangen. Im Schliff erkennt man bei solchen ge-

quetschten Gesteinen meist deutlich Zertrümmerungserscheinungen und Verbiegungen der Gemengteile insbesondere an Quarz und Glimmer. Im Kalifeldspat erscheint dann öfter Mikroklinlamellierung. Derartige dynamometamorphe Granite ähneln gleichfalls Gneissen; so sind nach Lüdecke die „Gneisse“ des Kyffhäusers dynamometamorphe Granite. Zuweilen werden durch Gebirgsdruck zerriebene Granite tonschieferartig (Lausitz). Der Mineralbestand wird durch die

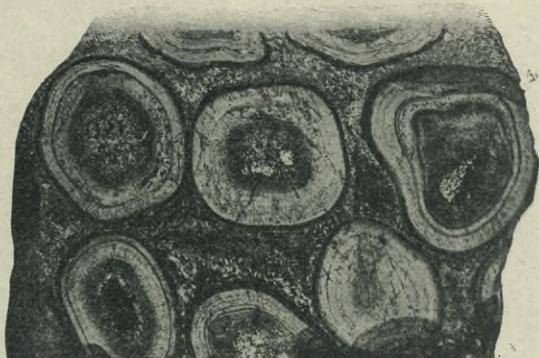


Fig. 239. Kugelgranit. Finnland. Polierte Fläche.

dynamische Einwirkung gleichfalls oft stark beeinflusst. Besonders charakteristisch ist die Bildung eines ölgrünen Glimmers (Sericit).

Das spezifische Gewicht der Granite schwankt zwischen 2,59 und 2,73.

Als Typus der chemischen Zusammensetzung hat J. Roth berechnet: SiO_2 72; Al_2O_3 16; Fe_2O_3 und FeO 1,5; CaO 1,5; MgO 0,5; K_2O 6,5; Na_2O 2,5. Der Gehalt an SiO_2 geht bis an 82% und fällt bei Graniten, die reich an Plagioklas, Biotit, Hornblende oder Augit sind, bis auf 61%. Infolge von Stoffwanderungen gibt es chemische Unterschiede besonders bezüglich des Gehaltes an Kieselsäure und Alkalien auch in einem und demselben Granitgebiet.

Einige Beispiele (aus H. Rosenbusch: Gesteinslehre).

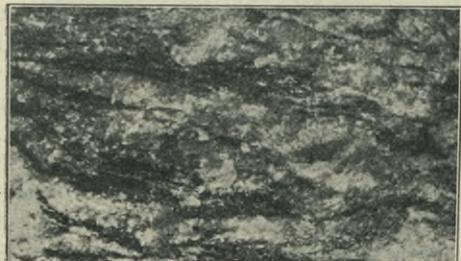


Fig. 240. Fluidaler Granit (Augengneiß). Fjærland (Norwegen). Querbruch.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1.	67,70	0,50	16,08	5,26	
2.	63,80	—	14,25	0,79	3,61
3.	72,50	0,66	12,16	4,13	0,03
	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O
1.	1,65	0,95	5,78	3,22	—
2.	3,10	4,68	5,97	2,14	1,15
3.	0,93	Spur	6,46	2,19	0,70

1. Biotitgranit von Durbach (Schwarzwald). 2. Hornblendebiotitgranit, zwischen Gerardmer und Rochesson (Vogesen). 3. Muskovit-Biotit-Granit, Hautzenberg (Bayerischer Wald).

Kleine Mengen von Phosphorsäure (im allgemeinen bis 0,5%) sind wohl stets vorhanden.

Sogenannte Natrongranite zeichnen sich durch hohen Gehalt an SiO_2 und im Verhältnis zu $\text{CaO} + \text{MgO}$ beträchtliche Mengen von $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, vor allem von Na_2O , aus. Auch ihre Augite und Hornblenden enthalten Natron.

Der Verwitterung fallen besonders die grobkörnigen Granite anheim, die sich leicht zu Grus und Sand auflösen. Der Feldspat bildet Kaolin oder

Muskovit, Biotit und Hornblende liefern Chlorit bzw. Serpentin, oder Epidot, der im übrigen auch aus Feldspat hervorgeht. Limonitabsätze färben den Grus gelb oder braun. Der Quarz bleibt chemisch unberührt und erleidet nur mechanische Zerstörung. Letztere erfolgt der Spaltbarkeit wegen besonders leicht bei den Glimmern.

Der Gehalt an Kieselsäure ist in verwitterten Graniten meist wenig verändert, hingegen die Kalkmenge stark, die an Natron mehr als die an Kali heruntergedrückt. Daß nur wenig Kali entfernt wird, mag an der Absorptionsfähigkeit des gebildeten Tons für Kalisalze liegen.

Die Verwitterung des Granits wird durch etwaige bankige Absonderung und durch senkrecht oder schräg dazu verlaufende Klüfte befördert. Durch Vereinigung

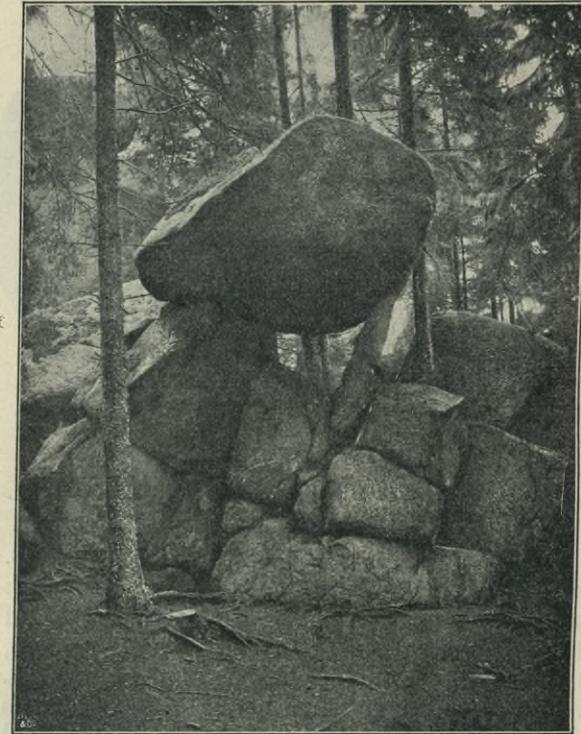


Fig. 241. Granitblöcke. Sog. Mäusefalle, Okertal (Harz).

dieser Absonderungen entstehen quaderförmige Blöcke, von deren Rande aus die Verwitterung allmählich fortschreitet. Hierbei kommt es öfter zu wunderlich zusammenhaltenden Felsbildungen (Fig. 241), und durch den Zusammensturz dieser Massen entstehen sog. Felsenmeere. Für die Gewinnung des Granits sind die Absonderungen natürlich von großer Bedeutung. Meist begünstigen sie den Abbau, sie sind hingegen störend, wenn die Erzielung größerer Blöcke durch zu große Nachbarschaft der Klüfte verhindert wird. Das ist nicht selten bei Granit in der Nähe von Verwerfungs-klüften der Fall, in deren Nähe gelegentlich eine förmliche innere Zergrusung des Materials statt hat. Bei manchen Graniten nutzen die Steinmetzen eine Art versteckter Spaltbarkeit des Gesteins, die *Gare*, *filone maestro* der Italiener, aus, deren Verlauf sie durch Erfahrung kennen gelernt haben. Vielleicht ist die *Gare* eine Folge von Druck, welcher sich bei der Gebirgsbildung oder bei der Zusammenziehung des erkaltenden Gesteins einstellte, der indes nur zu Spannungen, aber nicht zur Klüftbildung führte.

Vorkommen. Die Granite kommen in der Natur vor als oft mächtige stockförmige, auch wohl lakkolithische Massen, in Lagergängen und Quer- gängen. Ihre Verbreitung ist sehr bedeutend. Ausgedehnte Steinbruch- anlagen bestehen z. B. in Sachsen, Schlesien, im Fichtelgebirge, Odenwald, Schwarzwald, Harz, Thüringen, auf Bornholm, in Schweden usw. Die von Norden vorrückende Gletscherbedeckung Norddeutschlands transportierte zur Diluvialzeit viele skandinavische und finnische Granitmassen in die norddeutsche Tiefebene, wo sie als Findlinge (erratische Blöcke) für sich und im Moränenschutt liegen. In den steinarmen Gegenden sind sie von hoher technischer Bedeutung.

Das Alter der Granite ist sehr wechselnd. Viele sind archaisch, zahlreiche paläozoisch, andre stammen aber aus der Jura- ja Tertiärzeit.

Der landschaftliche Cha- rakter von Granitgegenden ist nicht überein. Oft bildet der Granit Kuppelberge (Fig. 242 und 243), anderorts zackige und gratige Formen, besonders dort, wo viele Gletscherströme den Untergrund zersägt haben (Tatra, Fig. 245).

Gneißartige Granite neigen bei steil stehender Schieferung zur Herausbildung wilder Zacken, Pfeiler und Nadeln (Mt. Blanc).

Verwendung. Man benutzt Granit, rauh oder poliert, vielfach als Ornamentstein, insbesondere für die Monumentalarchitektur. Dafür ist er besonders geeignet, wenn Dickbankigkeit das Herauslösen sehr großer Blöcke gestattet. Ein solch gewaltiger Block ist z. B. das Untergestell des Denkmals Peters des Großen in St. Petersburg; er mißt 12,5 : 10,8 : 6,3 m und wiegt an 2500 t. Schön gefärbte Varietäten, wie z. B. der schwedische rote Virbo-

granit, werden hoch geschätzt. Besondere erwähnenswert ist in die- ser Hinsicht der sog. Rapakiwi, ein grobgebauter Hornblende- biotitgranit mit rotem Orthoklas und grünlichem Plagioklas: er steht vielerorts in Finnland an und kommt als Findling auch in Norddeutschland vor. Seine



Fig. 243. Brockenkuppe (Harz). Granit.

großen, eingesprengten roten Orthoklase, die zuweilen vom grünen Plagioklas umrahmt sind, machen ihn besonders ansehnlich. Als Baustein für Wasser- bau, Hochbau, Festungsbau, für Steinplatten, Pflastersteine beim Wegebau und für Steinschlag haben sich viele Granite gut bewährt. Gelegentlich werden sie auch als Mühlsteine verwandt.

Als Druckfestigkeit des Granits wird im Mittel etwa 1500 kg auf den qcm angenommen. Sie geht oft auf 2200 kg/qcm, gelegentlich über 3000 kg/qcm hinaus, sinkt auch bis an 500 kg/qcm. Die Zugfestigkeit schwankt gleichfalls stark und beträgt im Mittel etwa 30 kg/qcm. Im allgemeinen läßt grobes Korn auf verhältnismäßig geringe Festigkeit schließen.

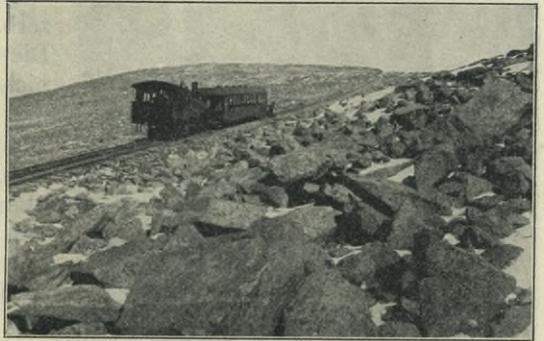


Fig. 242. Kuppe des Pike's Peak, Kolorado. Granit-Felsenmeer.

Die Wetterfestigkeit des Gesteins ist meist bedeutend, besonders bei mittlern und feinerem Korn. Politur erhöht die Dauerhaftigkeit des Granits bedeutend.

Hinsichtlich der Feuerfestigkeit hat man beim Brande von Bauten, z. B. bezüglich der Granittreppen, schlechte Erfahrungen gemacht. Das Gestein ist gegen plötzliche Temperaturänderungen (Abschrecken durch Löschwasser) sehr empfindlich und zerbröckelt unter solchen Umständen. Die Bearbeitbarkeit von Granit ist nicht zu schwierig, die Porosität und Abnutzung gering, die Farben sind oft schön (rötlich, grünlich, grau, weiß) und beständig. Eisenreicher Biotit kann ausbleichen und gelbe Flecken von Brauneisenstein verursachen, ebenso Eisenkies.

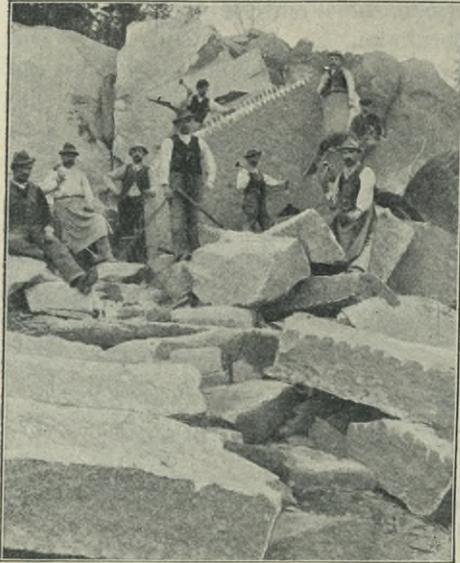


Fig. 244. Bearbeitung von Granit.
Achental (Schwarzwald).

Die großen, hellen Glimmerplatten der Pegmatite werden mancherorts (z. B. Kanada) bergmännisch gewonnen, zerspalten, in Formen geschnitten und als Material für Lampenzylinder, Einsätze in Öfen und Schaulöcher für Hochöfen, wegen ihrer Isolierfähigkeit

vielfach für elektrotechnische Zwecke, als Pulver auch für die Papierfabrikation benutzt.

Die Feldspate von Pegmatiten, z. B. von norwegischen, werden für die Zwecke der Porzellanindustrie gewonnen.

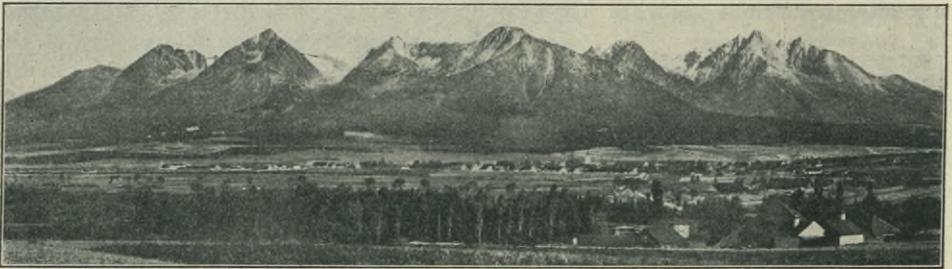


Fig. 245. Granitgebirge der Hohen Tatra von Poprad aus gesehen.

Syenit.

Bei der ägyptischen Stadt Syene (Assuan) kommt ein früher Syenit genanntes Gestein vor, das nach heutiger Nomenklatur als Hornblendebiotitgranit zu bezeichnen wäre.

Mineralbestand und Arten. Die jetzt Syenit genannten Gesteine sind kurz, wenn auch nicht gut, als „quarzfremde Granite“ charakterisiert. Herrschender Alkalifeldspat ist mit stets dunklem Glimmer verbunden bzw. mit Hornblende, Augit (auch Orthaugit) oder mit mehreren dieser dunklen

Gemengteile. Danach unterscheidet man Biotitsyenite, Hornblendesyenite, Augitsyenite. Muscovit ist den Syeniten fremd. Makroskopisch erscheint besonders bei Hornblendesyenit noch Titanit, mikroskopisch findet man Eisenerz, Apatit, auch Zirkon, wie bei Granit.

Der vorherrschende Orthoklas (auch Mikroklin), der durch seine rötliche oder graue Farbe die des Gesteins bedingt, ist (abgesehen von den sog. Alkalisyeniten) von Kalknatronfeldspat oft verhältnismäßig reichlich begleitet.

Die Struktur der Syenite ist eine körnige (Fig. 246), zuweilen porphyrische. Gelegentlich wird durch die parallel gelagerten Tafelflächen der Feldspate oder auch der Glimmer Fluidalstruktur deutlich (Fig. 247).

Das spezifische Gewicht beträgt 2,7—2,9.

Die chemische Zusammensetzung der Syenite sei an einigen Beispielen erläutert.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅ .
1.	59,37	17,92	6,77	2,02	—	4,16	1,83	6,68	1,24	0,38	0,26	0,58.
2.	61,72	13,57	—	7,16	0,33	5,88	3,33	3,37	3,12	0,95.		
3.	60,60	16,79	2,77	2,17	—	4,47	2,14	4,57	4,40	0,86	0,90	0,28.

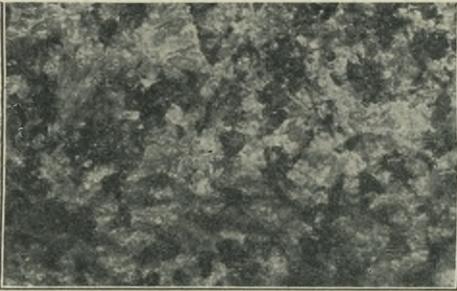


Fig. 246. Hornblendesyenit. Hartha (Sachsen). Bruchfläche; Feldspat hell, Hornblende dunkel.

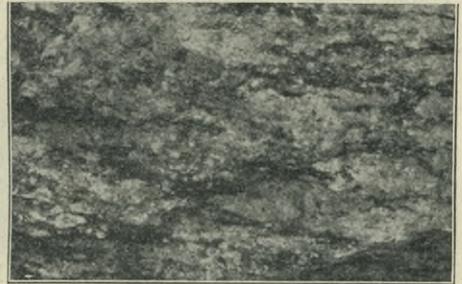


Fig. 247. Biotitsyenit. Moritzburg (Sachsen). Fluidstruktur. Querbruch.

1. Hornblendesyenit von Biella, Piemont. 2. Hornblendeglimmersyenit von Blansko (Mähren). 3. Hornblendesyenit von Plauen (Sachsen), reich an Natron.

Gegenüber Graniten ist der Gehalt an SiO₂ niedriger, der an zweiwertigen Metallen im allgemeinen größer, an Alkalien geringer.

Es ist zu betonen, daß vom Syenit nach verschiedenen Seiten, zum Granit, Eläolithsyenit, Diorit, auch zum Gabbro, Übergänge bestehen. Geologisch sehr gut zu verfolgen ist z. B. die Stufenfolge vom Hornblendesyenit zum Hornblendebiotitgranit in der Gegend von Meißen. Zum Diorit neigen vielfach die Monzonigesteine (Tirol), die sich durch mannigfache Differenzierung besonders auszeichnen. Solche neben Orthoklas reichlich Plagioklas führenden Syenite hat man nach dem genannten Vorkommen Monzonite benannt. Die Quarzmonzonite vermitteln zum Quarzdiorit. Die Monzonite sind zum Teil olivinhaltig. Natronsyenite leiten über zum Eläolithsyenit.

Bezüglich der Verwitterung verhält sich Syenit ähnlich dem Granit.

Die Verbreitung der Syenite tritt gegen die der Granite, mit denen sie die Art des Vorkommens teilen, sehr zurück. Besonders bekannte Fundorte von Syenit liegen bei Plauen und Meißen in Sachsen, auch bei Biella in

Piemont. Sehr schöne, zu Ornamentzwecken neuerdings viel benutzte, dunkle Augitsyenite mit bläulich schillernden, großen Feldspaten kommen im südöstlichen Norwegen vor.

Die Verwendung und Verwendbarkeit des Syenites ist die des Granites. Seine Druckfestigkeit stimmt mit der dieses Gesteins im allgemeinen überein. Werte von 1500—2000 kg/qcm werden oft angegeben.

Eläolithsyenit.

Mineralbestand. Die Eläolithsyenite schließen sich an die Alkalisyenite an und sind durch die Mineralkombination Alkalifeldspat, Eläolith und durch Abwesenheit von Quarz gekennzeichnet. Kalknatronfeldspat ist meist nur spärlich oder nicht vorhanden. An dunklen, oft wenig hervortretenden Gemengteilen sind einzeln oder zusammen dunkler Glimmer, natronreiche Hornblende, Augit (Diopsid oder dunkelgrüner Aegirin) zu verzeichnen. Sodalith, oft blau, kommt häufig vor, desgleichen Titanit. Auch hebt sich gelegentlich titanhaltiger Melanit oder Zirkon heraus. Die große Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung hat Veranlassung zur Aufstellung vieler Spielarten und unnötiger Namen gegeben. Mikroskopisch erscheinen Eisenerze, Apatit, Zirkon. Gelegentlich wird die Farbenpracht der Gesteine durch mannigfaltige, oft gelbe Ti-Zr-silikate, durch Flußspat, auch dunklen Granat noch erhöht.

Die Struktur der Eläolithsyenite ist die der Syenite. Zum Teil ist der Eläolithsyenit pegmatitisch, d. h. sehr grob gebaut. Stellenweise gneißartig erscheint der sog. Miascit (von Miaß, Ural), ebenso der Eläolithsyenit von Cevedale, Portugal.

Das spezifische Gewicht ist gering, 2,46—2,69.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O	Cl
1.	53,71	1,03	21,82	0,78	2,74	0,19	1,90	0,56	7,07	8,52	2,27	Spur	Spur
2.	56,30	—	24,14	1,99	—	—	0,69	0,13	6,79	9,28	1,58	—	—

1. Eläolithsyenit von Cerro da Posada, Picota, Monchique, Portugal.
2. Eläolithsyenit von Ditro (Ungarn).

Hervorzuheben ist der geringe SiO₂-gehalt, die reichliche Menge von Tonerde und Alkali (besonders Natron).

Infolge von Verwitterung entstehen aus Eläolith und Sodalith oft Zeolithe.

Vorkommnisse von Eläolithsyeniten kennt man z. B. aus dem südlichen Norwegen, aus Portugal (Algarve, sog. Foyait), von Ditro in Ungarn (Ditroit, sehr wechselreich, oft schieferig), von Miaß im Ural (Miascit), auf der Halbinsel Kola (durch Aegirin dunkle Gesteine), aus Arkansas, bei Rio de Janeiro in Brasilien u. a. O. Sie werden zu Bau- und Pflastersteinen verwandt.

In Arkansas hat man auch Leuzitsyenite gefunden, bei denen ehemaliger Leuzit in großen Ikositetraedern, zu Nephelin und Orthoklas umgewandelt, den Nephelin vertritt.

Diorit.

Der Name (von *διορίζειν* unterscheiden) ist von Häuy gegeben.

Mineralbestand und Arten. Die charakteristischen Gemengteile des Gesteins sind Kalknatronfeldspat (Plagioklas) und ein Glied oder mehrere Glieder aus der Familie der dunklen Glimmer, Hornblenden, Augite. Muscovit fehlt. Es gibt quarzhaltige und an Quarz freie Diorite. Danach scheidet

man quarzhaltige bzw. quarzfreie Biotitdiorite, Hornblendediorite, auch Hornblende-Biotitdiorite, Augitdiorite. Einige Diorite enthalten Hypersthen.

Besonders die Quarzbiotitdiorite leiten durch Orthoklasgehalt zu den Graniten über, Augitdiorite (oft mit Uralit) zu Gabbro.

Rötliche Farben des Feldspats sind selten, meist herrschen bei ihm graue und weißliche Töne.

Die Struktur der Diorite ist granitartig. Kugelbildungen, schlierige Differenzierungen, Parallelgefüge (Dioritgneiß) und porphyrtartige Entwicklungen finden sich auch hier.

Das spezifische Gewicht beträgt etwa 2,75—2,95.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	
66,91	15,20	—	6,45	3,73	2,35	0,86	3,33	0,16	
52,97	22,56	5,47	4,03	7,51	2,13	0,44	2,31	2,24	Glühverlust
52,00	15,75	3,55	12,84	7,39	3,42	1,24	3,37	0,35	P ₂ O ₅ 1,06.

1. Quarzglimmerdiorit vom Avio-See, Adamello (Tirol). 2. Quarzhornblendediorit aus dem Birkenauer Tal (Odenwald). 3. Augitdiorit von Richmond, Minnesota (Nordamerika).

Gegenüber Granit erkennt man meist geringere Mengen von SiO₂; CaO überwiegt die Alkalien, bei denen Kali zurücktritt; Eisen ist reichlich vorhanden.

Die Verwitterungserscheinungen sind wie beim Granit, das geologische Vorkommen ebenso.

Die Verbreitung der Diorite ist nicht so groß wie die der Granite; immerhin sind es häufige Gesteine. In Deutschland findet man sie z. B. am Kyffhäuser, im Odenwald, Schwarzwald, in den Vogesen, in Thüringen.

Bekannte Vorkommnisse in den Alpen, wo die Diorite zum Teil anscheinend selbständig, zum Teil als Randfacies von Graniten auftreten, sind die von Klausen (Tirol) sowie die des Adamello. Kugeldiorit findet sich zwischen Sartene und S. Lucia di Tallano auf Korsika.

Die Andendiorite Chiles, Argentinas usw. sind wohl die Kernbildungen der dort verbreiteten Andesite.

Die Benutzung des Diorits ist die gleiche wie bei Granit, dem er auch in bezug auf Druckfestigkeit und Haltbarkeit im allgemeinen gleich steht.

Gabbro.

Gabbro ist ein italienischer Name für diallaghaltigen Serpentin und auf die zu besprechenden Gesteine übertragen.

Mineralbestand. Bezüglich seiner Gemengteile ist der Gabbro durch basischen (d. h. dem Labrador und Anorthit nahestehenden) Plagioklas im



Fig. 248. Diorit. Neuntestein bei Hohwald (Vogesen). Gestreifte Durchschnitte Plagioklas, oben Hornblende, links (hell) Quarz, Erz und Biotit dunkel.

Verein mit Diallag gekennzeichnet. Hornblende und dunkler Glimmer können sich hinzugesellen.

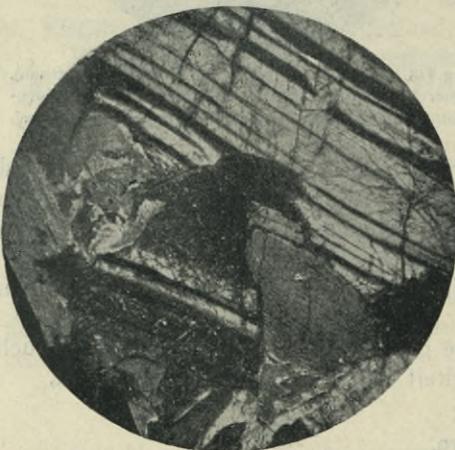
Öfter tritt auch Olivin auf, zuweilen Quarz. Im mikroskopischen Bilde erkennt man noch Eisenerz, Apatit, oft Spinelle. Zirkon ist selten, noch zu



Fig. 249. Durch Gebirgsdruck innerlich zermalmtor Gabbro.

erwähnen hier und da auch in größern, selbst hüttenkundlich wichtigen Massen erscheinender Magnetkies.

Der Plagioklas ist meist weißlich, grau, auch bräunlich und licht grünlich, selten rötlich, seine Zwillingslamellierung gewöhnlich breit, der Augit vom



Diallagcharakter und infolge von Einlagerungen auf seinen Absonderungsflächen metallisch schillernd. In der Abteilung der sog. Norite, die zum Teil den Dioriten nahe stehen, wird der Diallag zum Teil oder ganz durch Orthaugit ersetzt. Essèxite sind gabbroartige Gesteine mit Labrador und Orthoklas, Augit und wenig Nephelin.

Arten. Man scheidet Gabbro (Plagioklas + Diallag); Olivingabbro (Plagioklas + Diallag + Olivin); Norit (Plagioklas + Orthaugit); Olivinnorit (Plagioklas + Orthaugit + Olivin). Auch hebt man beim Gabbro wohl den Hornblende- oder Biotitgehalt im Namen heraus (Hornblendegabbro, Biotit-

Fig. 250. Gabbro. Volpersdorf (Schlesien). Gestreifte Durchschnitte Plagioklas, rechts unten Diallag.

gabbro). Durch Zurücktreten bzw. Vorwiegen des einen oder andern Gemengteils kommt es in der Gabbrofamilie zu allerlei wechselvollen Abarten. Es

seien hier als Gabbro-Komponentengesteine (S. 117) erwähnt Anorthosite (fast nur Plagioklas), Forellenstein (Plagioklas + Olivin bzw. Serpentin), Olivinfelse (Periodotite), Olivin-Augitfelse, Augitfelse (Pyroxenit auch Granatpyroxenit), Eisenerze (Magnetit oder Magnetkies). Ersichtlich neigt das Gabbromagma sehr zur Herausbildung von Spaltungsgesteinen. Manche der erwähnten Abarten könnten füglich als wenig selbständige Gesteine zu den Plutonit-Schizolithen (Tiefen-Spaltungsgesteinen) gestellt werden. Bekannte, oft gangförmige Apatitvorkommnisse in Telemarken und Kanada sind an Gabbro gebunden und stehen mit ihm als Schlieren in genetischer Beziehung.

Die Gabbrogesteine zeigen körnige Struktur, öfter bei grobem Korn in sehr typischer Art. Porphyrische Entwicklungen sind kaum beobachtet, fluidalschlierige Entwicklungen ziemlich häufig. Wie bei Graniten kommen schieferige bzw. flaserige Ausbildungen vor (Flaser-gabbro). Gabbropegmatite in Gangform stehen im Radautal (Harz) an. Das spezifische Gewicht des Gabbros geht von etwa 2,8—3,1.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Glühverlust	P ₂ O ₅
1.	49,14	15,90	5,88	9,49	0,05	10,50	6,64	0,28	2,26	0,52	0,81
2.	48,99	16,92	0,81	5,56	—	16,69	0,16	0,16	1,44	1,16	—

1. Gabbro aus dem Radautal (Harz). 2. Gabbro von Langenlois (Niederösterreich).

Gegenüber den Dioriten tritt der geringere Gehalt an SiO₂ und Alkalien sowie die reichliche Menge von CaO, MgO und FeO heraus.

Bezüglich der Verwitterung ist die eigenartige, Saussuritisierung genannte Umänderung der Plagioklase mancher Gabbros zu verzeichnen. Die Feldspate sind dann glanzlos, splitterig, ohne deutliche Spaltbarkeit. Im Schriff gewahrt man als Ursache ihre Umwandlung in ein Gemenge aus Zoisit, Epidot, Albit, Strahlstein, Granat usw. Der Augit solcher Saussurite-gesteine ist oft uralitisiert. Zu erwähnen ist auch eine Verwandlung in Skapolith, mit der eine starke Umänderung der Gesamterscheinung verbunden ist (Skapolithgabbro mit Apatitgängen in Norwegen und Kanada). Der Diallag liefert wie auch die rhombischen Augite bei der Verwitterung der Gabbros Serpentin (Bastit) oder Chlorit, zuweilen Talk. Man findet ihn auch in grünliche oder bräunliche Hornblende verwandelt. Olivin gibt Serpentin und dunkelt stark durch Eisenerzausscheidung. Zwischen Feldspat und Olivin (auch Biotit oder Eisenerz) erblickt man nicht selten einen schmalen Hornblendesaum.

Es scheint, daß durch Dynamometamorphose (Gebirgsdruck) Gabbros in größerm Maßstabe förmlich zu Hornblendefelsen und Hornblendeschiefem umgewandelt werden.

Die Gabbrogesteine erscheinen in der Natur als Stöcke, Lagergänge und Quergänge, wahrscheinlich aber auch in Form mächtiger Ergüsse. Italienische Gabbros haben nachgewiesenermaßen ein eozänes oder nacheozänes Alter. Auch sonst muß einzelnen Gabbros (z. B. auf den Hebriden, in den Alpen) geologische Jugend zugesprochen werden. Berühmte Gabbrovorkommnisse sind die im Radautal bei Harzburg, im südlichen Schwarzwald, Odenwald, in Schlesien (Volpersdorf), im sächsischen sog. Granulitgebirge, bei Florenz und andern Orten Italiens.

Die Verwendung der Gabbrogesteine entspricht der des Granites. Mittelkörnige Abarten geben sehr gute Pflastersteine. Die Druckfestigkeit ist

ähnlich der von Graniten, die des Gabbro aus dem Radautal z. B. 1800 kg/qcm bei guter Qualität.

Peridotit (Olivinit), Serpentin.

Mineralbestand und Arten. Diese Olivingesteine bzw. ihr Umwandlungsgestein Serpentin können als Anhang an die Gabbrogesteine aufgefaßt werden. Sie enthalten Olivin bzw. sehr häufig den aus Olivin entstandenen Serpentin allein oder verbunden mit Hornblende, Diallag, Bronzit, Biotit. Danach scheidet man Olivinfels (Dunit), Hornblende-peridotit (Cortlandit), Diallagperidotit (Wehrlit), Bronzitperidotit (Harzburgit), Diallagbronzitperidotit (Lherzolith), Biotitperidotit. In manchen Serpentin findet man reichlich Chromeisenstein, so in Kleinasien z. B. bei Tschardy, wo linsen- und schlauchförmige Erzmassen von 70 m Länge, 25 m Breite und 20 m Höhe beobachtet sind. In Olivingesteinen des Ural (Solowjow) kommt gediegen Platin vor, in den Peridotitbreccien (Kimberliten) von Süd-Afrika Diamant.

Die Gesteinsfarben sind bei den Peridotiten meist dunkel, oft grünlich, gelbgrünlich, bräunlich, auch grünlich schwarz, insbesondere bei Serpentin, und zwar zufolge thermaler Umwandlung der Gesteine, die zur Serpentinisierung des Olivins führte. Es treten gern fleckige, flammige Zeichnungen auf, rötliche und schwärzliche Stellen in grünlich schwarzem Untergrunde usw. Diese eigenartigen Farben haben Veranlassung gegeben zur Benutzung solchen Serpentin, z. B. des von Zöblitz in Sachsen für die Herstellung von Vasen, Leuchtern usw., sowie für Platten zu Ornamentzwecken der Innendekoration. Am Wetter halten sich manche Serpentine nicht (Frostzerstörung). Gelegentlich erhöhen eingesprengte, rundliche, rote Granate die Farbenwirkung. Zu Schmuckgegenständen werden auch die sog. Schillerfelse (Serpentin und Bastit) verschliffen.

Der Bruch der Serpentine ist dicht und splitterig. Das spezifische Gewicht der frischen Peridotite ist sehr bedeutend, oft über 3. Es geht bis 3,45. Sie sind die schwersten Eruptivgesteine. Serpentinisierung drückt das spezifische Gewicht aber wieder stark herunter.

In chemischer Hinsicht fällt der niedere Gehalt an SiO_2 , Al_2O_3 und Alkalien auf, andererseits der Reichtum an MgO und FeO . Bei Serpentin ist der Wassergehalt hoch. Oft wird etwas Titan, auch Nickel gefunden.

Einige Beispiele:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O
1.	41,44	—	6,63	13,87	6,30	—	7,20	18,42	0,93	0,24	5,60
2.	38,62	Spur	4,72	6,67	6,27	0,81	4,61	29,60	1,20		7,68
3.	42,80	—	—	—	9,40	—	—	47,38	—	—	0,57

1. Hornblendeperidotit von Schriesheim (Odenwald). 2. Diallagperidotit von Frankenstein (Odenwald). 3. Dunit von den Dun Mountains bei Nelson (Neuseeland).

Bekanntere Vorkommnisse sind z. B. folgende: Für Dunit: Dun Mountains in Neuseeland, Kraubath in Steiermark; für Hornblendeperidotit: Scholle im Granit von Schriesheim (Odenwald); für Diallagperidotit: Burg Frankenstein im Odenwald, Gallatin Co. in Montana; für Bronzitperidotit besonders in der Form von Schillerfels, bei dem Olivin in Serpentin und der Bronzit zu Bastit umgewandelt ist: Todtmoos im Schwarzwald, Harzburg im Harz; für Diallagbronzitperidotit: die Pyrenäen; für Biotitperidotit: Kaltes Tal bei Harzburg

im Harz. Sehr große Serpentinmassive treten in S.-O.-Europa sowie in Spanien auf. Auch können Gesteine aus den diamantführenden Schloten von Kimberley in Südafrika (Kimberlit) hierher gerechnet werden. (Vgl. ferner Serpentin in kristallinen Schiefen, Abschn. XI.)

Durch Zurücktreten des Olivins (Serpentins) gehen die Peridotite in Hornblendefels, Diallagite, Diallag-Bronzitite und Bronzitite über. Nephrit und Jadeit gehören wohl auch hierher. Letzterer findet sich bei Tawmaw und Hweky in Burma als weißer und grünlicher, gefleckter Jadeitfels und zwar zusammen mit einem Jadeit-Albitgestein gangförmig in Serpentin und in Geröllen. Er ist ein sehr wichtiger Ornamentstein für China.

Die Verwendung der Peridotite ist oben bereits berührt. Es ist zu erwähnen, daß die Druckfestigkeit bei Serpentin wegen mehr oder minder weitgehender Verwitterung meist wohl geringer ist als sonst bei plutonischen Gesteinen. An Serpentin von Zöblitz (Sachsen) wurde sie zu 750 kg/qcm bestimmt.

Von den Verwitterungsprodukten in Gabbrogesteinen und Peridotiten hat der Asbest wegen seiner Beständigkeit bei hohen Temperaturen und schlechten Wärmeleitung Bedeutung. Im übrigen ist sog. Hornblendeasbest von Chrysotilasbest zu unterscheiden. Letzterer ist Serpentin. Hornblendeasbest ist säurefest, Chrysotilasbest nicht. Hauptproduktionsländer für Asbest sind Kanada (1904 48 000 t) und Italien (Veltin, Gegend von Aosta u. a.). Asbest findet sich in schmalen Klüften; seine Fasern stehen meist senkrecht zu den Spaltwänden. In Serpentin tritt oft Magnesit in Butzen und Gängen, ferner Chlorit zonenweise und als Randbildung auf. Solche gangförmigen Chlorite (zum Teil mit Magnetit) kennt man aus dem Zillertal (Tirol), in ähnlicher Art erscheint Talk (zum Teil mit Strahlstein). Praktisch wichtig sind Nickelhydrosilikate (Garnierit), die in Neu-Kaledonien in Serpentin auftreten, ferner der Meerschaum Kleinasien.

Auf die seltenen Theralithe (Kalknatronfeldspat, Nephelin, mit viel farbigen Gemengteilen, besonders Augit, auch Biotit, Hornblende), Ijolithe (Pyroxen, Nephelin), Missouriite (Pyroxen, Leuzit, auch Olivin, Biotit), soll hier nicht näher eingegangen werden.

Anhang an die plutonischen Gesteine.

a) **Plutonitporphyre (Batholithporphyre).** Wie erwähnt (S. 146), hängen sich an die plutonischen Gesteine (Plutonite, Batholithe) in Gangform vorkommende Gesteine an, die mineralogisch und chemisch mit erstern übereinstimmen, auch holokristallin sind, aber porphyrische Struktur besitzen: die Plutonitporphyre (Batholithporphyre), insbesondere Granitporphyr, Syenitporphyr, Eläolithsyenitporphyr, Leuzitsyenitporphyr, Dioritporphyr, Gabbroporphyr. Wir werden hier nur die Granitporphyre berücksichtigen, da die andern Glieder dieser Reihe nur spärlich vorkommen. Eine verhältnismäßig ansehnliche Verbreitung haben noch Dioritporphyrite, besonders in den östlichen Alpen.

Man erkennt bei den Granitporphyren Einsprenglinge von Orthoklas auch Plagioklas und Quarz, letzterer oft kristallographisch als Dihexaeder entwickelt, vielfach indes magmatisch korrodiert, auch wohl Einsprenglinge von Glimmer, Hornblende oder Augit. Reich an Augit, Bronzit und Biotit sind z. B. die dunklen Granitporphyre bei Leipzig, welche als Schlierengänge deckenförmige Pyroxenquarzporphyre durchsetzen. Die Grundmasse ist

auch makroskopisch meist nicht dicht, sondern deutlich körnig. Sie besteht hauptsächlich aus Alkalifeldspat und Quarz, gelegentlich mit Plagioklas, dunklem oder hellem Glimmer, Hornblende oder Augit.

Die Granitporphyre sind in Granitgebieten, z. B. im Odenwald, Schwarzwald, Vogesen, in Cornwall, verbreitet und werden technisch z. B. als Stein-schlag verwertet.

b) Schizolithe (Spaltungsgesteine).

α) Plutonit-Schizolithe (Tiefen-Spaltungsgesteine). Es handelt sich um Spaltungsgesteine, die an bestimmte Tiefengesteine als mehr oder minder ausgedehnte Fazies, d. h. als Teil des Tiefengesteins-Vorkommens, z. B. als Oberflächenmasse eines Lakkolithen, geologisch angegliedert sind. Sie haben also einerseits engste Beziehung zum normalen Tiefengestein, andererseits entsprechen sie gangförmigen Spaltungserzeugnissen. Hierher sind zu rechnen die sächsischen Granulite.

Man kennt sie am besten vom sog. Sächsischen Granulitgebirge, einem an der Erdoberfläche 20 km breiten und 50 km langen Granitlakkolithen, der randlich von einem ausgezeichneten Kontakthof paläozoischer Gesteine umgeben ist (vgl. S. 164). In den oberen Schalteilen des Lakkolithen ist der Granulit vielfach mit Parallelstruktur ausgestattet, die als ursprüngliche, im Magma entwickelte (nicht als dynamometamorph) anzusehen ist. Schiefriige Granulite gehen in granitisch körnige über. Die als Weißstein seit langem bekannten Ausbildungen sind helle, oft ziemlich dichte Aggregate, bei denen man im Schliß hauptsächlich perthitischen Kalifeldspat und Quarz erkennt. Dazu kommt sehr oft makroskopischer roter Granat in Körnerform, nicht selten blauer Cyanit. Mikroskopisch treten in solchen leukokraten Graniten oft Trümmerstrukturen heraus. Gelegentlich stellt sich unter Zurücktreten des Granats reichlicher Biotit und damit makroskopisch Lagenstruktur ein. Zuweilen bilden die Feldspate auf dem Querbruch solcher schiefriigen Granulite „Augen“ (Augengranulite). Weiterhin findet man stellenweise Plagioklas und mit ihm Augit (oft Orthaugit) und schließlich dunkle Plagioklas-Augit-Gesteine, sog. Trappgranulite. Im Gegensatz zu den leukokraten Granuliten stellen sie eine melano-krate Form von Plutonit-Schizolithen dar. Als basische Spaltungsgesteine des Granulitlakkolithen sind wohl auch anzusehen, außer diesen mit dem Granulit eng verbunden und in ihn übergehenden Pyroxengranuliten, die ursprünglichen Gesteine der jetzigen Serpentine und die nur an der oberen Grenzzone des Granulits aufgefundenen Gabbros. Jüngere (Mittweidaer) Granite durchsetzen die Granulite mit scharfen Grenzen.

Granulite hat man in weiter Verbreitung auch auf Ceylon beobachtet. Hier sind sie meist makroskopisch deutlicher körnig als die deutschen. Daß es Eruptivgesteine sind, wird zweifellos durch ausgezeichnete Umänderungen, welche Kalke und Dolomite als Nebengestein erfahren haben. Von besonderem Interesse sind Graphitgänge im Granulit von Ceylon; es sind mit der Granulit-eruptation in Zusammenhang stehende Fumarolenprodukte.

Sächsische Granulite werden vielfach gebrochen (z. B. bei Roßwein) und als Steinschlag, seltener als Pflastersteine verwandt.

Zu den Plutonit-Schizolithen kann man wohl auch die Quarzfeldspatgranite (Alaskite) sowie manche Pegmatitmassen (so den groben Stock-scheider des Lithionglimmergranits von Geyer im Erzgebirge) rechnen, ferner mancherlei „Anhänge“ an Gabbrogesteine, wie gewisse Diallagfelse, Anorthit-Olivingesteine (Forellensteine), Anorthitfelse, auch Erzgesteine, die sich am Aufbau von Gabbromassiven beteiligen.

β) Gang-Schizolithe (Gang-Spaltungsgesteine). Sie stellen in Gangform erstarrte Teilmagmen dar, gewissermaßen Zeugen verschiedener chemischer Zustände, in denen sich die Magmen der Tiefengesteine befanden, denen sie als Gangfolge anzureihen sind. Die extremen Glieder der Spaltungsgesteine würden, vereinigt gedacht, ein ungefähres Bild des ursprüng-

lichen, nicht differenzierten Magmas darstellen. Diese beiden Extreme bezeichnet man als die aplitische und die lamprophyrische Ausbildung. Die aplitischen Gesteine charakterisiert H. Rosenbusch als reicher an Kieselsäure und Alkalien, ärmer an Oxyden zweiwertiger Metalle als die zugehörigen Tiefengesteine; bei den lamprophyrischen ist es umgekehrt. Die Aplite sind an tieffarbigem Gemengteilen arm; sie sind leukokrate Gesteine. Die Lamprophyre sind reich an dunklen Bestandteilen: melanokrat.

Wir berücksichtigen von diesen Gesteinen hier (vgl. S. 187) nur die folgenden.

Aplit ist ein feinkörniges bis dichtes, selten porphyrisches, zum Granit gehöriges, aber oft sehr weit ins Nebengestein setzendes Gestein, bei dem helle Farben herrschen, farbige Gemengteile also zurücktreten. Seine Bestandteile sind somit Alkalifeldspat, Quarz, Kalknatronfeldspat, nur wenig heller oder dunkler Glimmer oder beide. Nicht selten stellt sich schwarzer Turmalin in einzelnen Kristallen oder rundlichen Ansammlungen ein, auch roter Granat. Spärliche mikroskopische Gemengteile sind Eisenerz, Zirkon, Apatit. Aplite kann man den leukokraten granulitischen Plutonit-Schizolithen an die Seite stellen. Man hat sie auch bei Natrongranit, Syenit, Diorit, Monzonit.

Auch die Pegmatite der Granite (S. 149) sowie der Natronsyenite und Eläolithsyenite werden wohl zu den Gang-Schizolithen gerechnet.

Die lamprophyrischen Gesteine haben dunkelgraue bis schwarze, bei Verwitterung oft braune Farben. Im Falle sie porphyrisch sind, bilden farbige Gemengteile die Einsprenglinge. Der Erhaltungszustand der Lamprophyre ist oft ungünstig für technische Verwendung; die Bildung von Kalkspat und nach seinem Verschwinden von eisenschüssigem Ton als Verwitterungsprodukt ist verbreitet.

Es gehören zu ihnen Minetten als Gegenstück zu den Apliten. Orthoklas und Biotit sind die bezeichnenden Gemengteile. Dazu tritt oft Augit, seltener Hornblende. Kersantite enthalten Plagioklas und Biotit, oft dazu Augit und gelegentlich Hornblende. Bei Minetten und Kersantiten findet man zuweilen Olivin. Im Gegensatz zu Apliten sind die in Rede stehenden Gesteine arm an seltenen Mineralien.

Minetten und Kersantite beobachtet man in meist schmalen Gängen, z. B. vielfach in den Vogesen, im Odenwald, Schwarzwald, im Elbtal bei Meißen und im Erzgebirge.

Den Natrongesteinen entsprechende Lamprophyre sieht Weinschenk in den Camptoniten und Basalten (im engeren Sinne).

Kontaktmetamorphosen an plutonischen Gesteinen.

Kontaktmetamorphosen nennt man die Umwandlungen, welche das von einem Eruptivgestein durchbrochene Nebengestein durch die Eruption erlitten

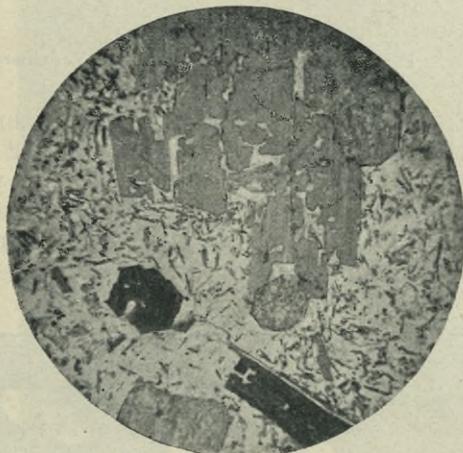


Fig. 251. Minette. Freiberg (Sachsen). Lappiger Glimmer, Mitte rechts unten Augitpseudomorphose. Glimmerblättchen in heller Feldspatgrundmasse.

hat sowie die abnormen Entwicklungen, welche gelegentlich ein Eruptivgestein an der Grenze zum Nebengestein aufweist. (Exomorphe und endomorphe Kontakterscheinungen.)

a) **Exomorphe Kontakterscheinungen.** Die oft riesigen Massen von Tiefengesteinen sind vielfach von einer Zone umgeänderten Nebengesteins, einem zuweilen ein und selbst mehrere Kilometer breiten Kontakthof umgeben, in welchem natürlich die stärksten Umwandlungen an der Grenze zum

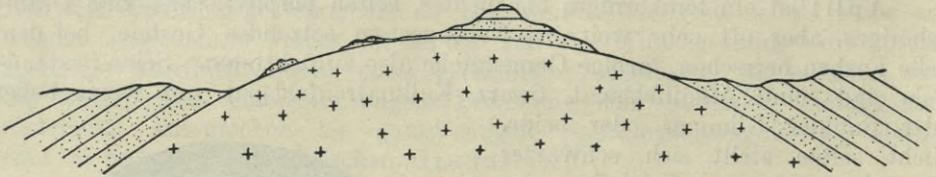


Fig. 252. Kontakthof um ein durch Verwitterung zum Teil bloßgelegtes plutonisches Gestein.

Eruptivgestein bemerkt werden, während sich nach außen allmählich das normale Nebengestein einstellt (Fig. 252 und 253). Die Art der Umwandlung hängt bei Tiefengesteinen anscheinend nur von der Natur des Nebengesteins, nicht von der des Eruptivgesteins ab. Man findet nämlich ganz ähnliche Veränderungen um Granit wie um Syenit usw. In chemischer Hinsicht sind die Kontaktgesteine im wesentlichen oft den normalen gleich; es handelt sich dann hauptsächlich

um physikalische Veränderungen durch Umkristallisieren. Als Ursache der Umwandlungen hat man außer direkter Hitzewirkung des Schmelzflusses die Dämpfe, Wasser oder Lösungen anzusehen, die aus dem Eruptivgestein sich entwickelten und in das Nebengestein hineindrangten.

Daß Temperaturerhöhung unter Kohlensäuredruck das Korn von Kalkspatpulver ohne Schmelzung vergrößert hat H. E. Boeke gezeigt, auch ist wohl die hohe Wärme des Wassers, das dem Magma entwich und das Nebengestein durchtränkte, ein Hauptgrund für das energische Umkristallisieren der Gesteinsbestandteile¹⁾. Die Temperatur flüssigen Wassers konnte bei dem Druck, der in der Erdtiefe herrscht, ähnlich wie in einem Dampfkessel, weit über 100° gehen.

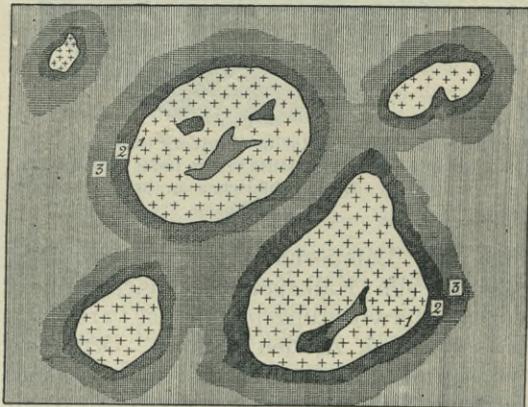


Fig. 253. Kontakthöfe um ein plutonisches, durch Verwitterung zum Teil bloßgelegtes Gestein.

1. Granit, 2. Hornfels, 3. Fleckschiefer, weiter ab Tonschiefer.

Es seien einige wichtige Kontakterscheinungen hier besonders erwähnt. Umwandlung von Tonschiefern. Tonschiefer im Kontakt z. B. mit Granit, wie die der Gegend von Andlau-Hohwald in den Vogesen, erscheinen

¹⁾ Man weiß z. B., daß Feldspate bei niedrigen Temperaturen unter dem Einfluß von Wasser in Kaolin verwandelt werden, bei sehr hohen Temperaturen sind sie (so auch im wasserdurchtränkten Magma) beständig. Thermen kaolinisieren sie bereits. Feldspat in Kontaktgesteinen deutet somit auf hoch erhitztes Kontaktwasser hin, das dann gegenüber der Kieselsäure die stärkere Säure ist.

in dem ersten Stadium der Umwandlung als Knotentonschiefer, d. h. es zeigen sich zahlreiche, kleine, dunkle, knotige Flecke im Gestein. Es sind wahrscheinlich ungeänderte glimmerige Cordierite, Andalusite oder andre Neubildungen, welche die kohlige Substanz des Tonschiefers in sich aufnahmen. Manche solcher Gesteine werden Fruchtschiefer genannt (Erzgebirge), auch Fleckschiefer (Fig. 254) und Garbenschiefer. Letztere kennzeichnen sich durch dunkle Bündel schuppig verwitterter Hornblenden. Näher zum Eruptivgestein bilden sich die Knotenglimmerschiefer heraus. Das Gefüge ist deutlich kristallin geworden, und besonders Glimmer bereits makroskopisch zu erkennen. Die schieferige Struktur ist noch erhalten, verwischt hingegen in der Zone stärkster Umwandlung, in dem Saume der Hornfelse, die sich dem Granit anlegen. Sie sind hart und splitterig. Im Schlift erblickt man in den Kontaktgesteinen häufig Andalusit als neuen Gemengteil. Er gibt den Hornfelsen große Härte und einen mattroten Schimmer. Auch Cordierit kommt vor, desgleichen Granat, zuweilen Magnetkies als Umwandlung von Eisenkies. Organische Substanzen sind oft zu Graphit verändert.

Für technische Zwecke ist das Auftreten von Hornfelsen in Tonschiefergebieten wichtig, da sie z. B. für Steinschlag auf Straßen verwandt werden können, wozu der milde Tonschiefer nicht geeignet ist. Man wird die Hornfelse nach dem Obigen natürlich in der Nähe des Eruptivgesteins erwarten und aufsuchen.

Chistolith stellt sich in kontaktmetamorphen Schiefen zuweilen in sehr großen Kristallen ein (Gefrees im Fichtelgebirge). Aus den Alpen sind sehr mannigfaltige kontaktmetamorphe Schiefer beschrieben (Albitphyllite, Zoisitphyllite, Chloritschiefer u. a.).

Zuweilen ist das Magma selber in das Nebengestein gedungen, so in aufblätternde Schiefer, die dann gelegentlich förmlich von dem Schmelzfluß durchtränkt, zum Teil auch eingeschmolzen wurden. (Injektionsmetamorphismus.) Dann stellen sich weitgehende stoffliche Änderungen im Nebengestein ein. Beispiele für Umwandlungen von Schiefen durch Injektionen von Granit liefern z. B. sog. Gneiße der Gegend von Schemnitz in Ungarn. Es sind von Apliten imprägnierte und umkristallisierte Werfener Schiefer. Sei hier auch die paläozoische Umrandung des devonischen sächsischen Granulitlakkolithen erwähnt. Man findet an ihm zunächst eine Zone der sog. Gneißglimmerschiefer, die wesentlich aus Biotit nebst Muskovit und Quarz sowie mehr oder weniger reichlichen Körnern von Feldspat, meist Orthoklas, bestehen. Diese Zone wird auf die Imprägnation der Schieferhüllen des Lakkolithen mit granitischem Material zurückgeführt, welche letzteres auch förmliche Lagergänge bildet. Stellenweise ist in diesen Schiefen Cordierit und Granat entstanden (Cordieritgneiß, Granatgneiß). Zuweilen liegt ein granitisch körniges Feldspat-Quarz-Cordierit- oder Feldspat-Quarz-Granatgemenge mit nur schmitzenförmigen Resten des sonst resorbierten Schiefers

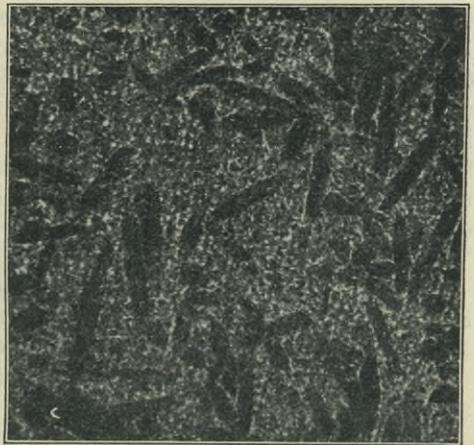


Fig. 254. Fruchtschiefer. Tirpersdorf (Sachsen), Bruchfläche.

vor. Die zweite Zone des Kontakthofes wird aus den Garben- und Fruchtschiefern zusammengesetzt. Sie entbehren der Granitinjektionen und sind im wesentlichen Muskovitschiefer. Entsprechende Vermischungen verschiedener Gesteinstypen findet man in ausgeprägter Form z. B. auch im Bayerischen Walde, wo der „bojische Gneiß“ Granit ist, der „herzynische Gneiß“ mit seinen gebänderten, körnigstreifigen und schuppigen Abarten vom Granit injizierte Schiefer vorstellt; im Glimmerschiefer tritt die Granitinjektion mehr und mehr zurück und schließlich gehen diese immer noch hochgradig kontakt-metamorph beeinflussten Gesteine in nur wenig umgeänderte Tonschiefer, in sog. Phyllite, über.

Umwandlung von Kalkstein und Mergel. Der Kalkstein ist in der Nähe von Tiefengesteinen öfter umkristallisiert und gelegentlich sogar zu schönem, weißem Marmor umgewandelt, so bei Miltitz in Sachsen, Auerbach im Odenwald. Oft findet man in umgeänderten, einst tonigen Kalksteinen (Mergeln) silikatische Kontaktmineralien wie Granat, Vesuvian, Wollastonit usw. Auch der edle Rubin von Burma ist wohl ein Kontakterzeugnis in Marmor. Organische Stoffe können Graphit bilden, der manche Marmore grau färbt. Zuweilen ist die Kohlensäure des ursprünglichen Materials verschwunden und liegen nunmehr nur Silikate vor (Kalksilikathornfels). Einstige Kalk-einschlüsse in Serpentin zeigen oft sehr schöne Mineralneubildungen, so von Vesuvian, Diopsid, Granat (Mussa Alp, Piemont).

Nach R. Beck ist in der Nähe des Berggießhübel-Granits im Erzgebirge Kalkstein zum Teil marmorisiert, zum Teil in Magneteisenerz verwandelt. Auch im Kontakthof von Dioriten findet man Magneteisenerze (Banat).

Dolomite kristallisieren im Kontakt gleichfalls um, gelegentlich entsteht aus ihnen Periklas (MgO) oder Bruzit ($\text{Mg}[\text{OH}]_2$) führender Kalkstein¹⁾.

Auch andre Gesteine, z. B. Quarzite, Grauwacken, Diabase erleiden durch Kontaktmetamorphose an plutonischen Gesteinen tiefgehende Umänderungen, die in einem Umkristallisieren zu größerem Korn, aber auch oft in einer Bildung von neuen Mineralien wie Biotit, Sillimanit, Feldspat, Magnetit, Graphit, bei Diabasen von faseriger heller oder brauner kompakter Hornblende, sekundärem Augit, Körnerhaufen von Plagioklas bestehen (Diabashornfels). Manche sog. Amphibolite (zum Teil mit Granat), Grünschiefer und Chloritschiefer sind solche umgewandelten basischen Eruptivgesteine bzw. aus deren Tuffen entstanden. Vielleicht ist auch der prächtige Eklogit (grüner Augit und roter Granat) ein aus einem Gabbrogestein entstandenes Kontakterzeugnis von weitgehender Veränderung. Lagerstätten von Roteisenstein (Fe_2O_3) oder Brauneisenstein ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), auch wohl von Eisenkies (FeS_2) findet man durch Kontaktwirkung zu Magneteisenerz (Fe_3O_4) umgewandelt (Beispiele: Spitzberg bei Altenau im Harz, Schwarze Krux bei Schmiedefeld in Thüringen und wohl viele andre Magnetitlager in Kontakthöfen). Kohlenflöze der Alpen sind nach Weinschenk durch Granit zu Graphitlagern metamorphosiert.

Das Umkristallisieren der Nebengesteine eines Eruptivgesteins unter dem Einfluß von überhitztem Wasser wird man sich teils als Hitzewirkung ohne Schmelzung, teils so vorstellen, daß die Gesteinsteilchen, natürlich nicht alle gleichzeitig, aber nach und nach viele oder sämtlich in Lösung gingen und sich in Form des Ausgangsmaterials (z. B. als Kalkspat) oder nach Umsetzung in der Lösung als neue Mineralien (wie Andalusit) abschieden. Hierbei kam es zur Bildung größerer Körner durch fortgesetzten parallelen Absatz der Kristallsubstanz um ein älteres Korn oder um ein neu entstandenes Kristallisationszentrum. Dabei wird der Umstand eine Rolle spielen, daß kleine Kristalle

1) Bruzit findet sich auch im Kesselstein.

neben größern auf lange Dauer in einer Lösung nicht erhaltungsfähig sind, vielmehr infolge ihrer bedeutendern Lösungstension von den größern bekanntermaßen sozusagen aufgezehrt werden¹⁾. Sie verschwinden und ihr Material setzt sich auf den größern Individuen ab. Vorgänge der Sammlung zerstreuten Materials zu größern Einheiten seien in Anlehnung an die Bezeichnung des militärischen Manövers, bei dem ausgeschwärmte Soldaten sich um eine Hauptperson sammeln, als kollektive Kristallisation (Sammelkristallisation) bezeichnet²⁾.

Die im Kontakt umgewandelten Nebengesteine haben öfter eine eigenartige mikroskopische Struktur, auf die zuerst Sauer und W. Salomon hingewiesen haben, und die man wohl geradezu Kontaktstruktur nennt (Fig. 255). Viele Gesteinsgemengteile, so besonders der Muskovit, Biotit, Quarz und Feldspat, oft auch Andalusit und Cordierit, sind abgerundet, lappenförmig oder zackig entwickelt, oft siebförmig durchbrochen, mit vielen rundlichen Einschlüssen versehen, also schwammig ausgestaltet (Bienenwabenstruktur, Pflastergefüge, Siebstruktur). Eingesprengte Granate, Andalusite und Chiasolithie sind öfter kristallographisch umgrenzt. Eine Altersfolge der Bestandteile tritt nicht heraus.

An die Betrachtung der Kontaktmetamorphosen könnte man im weitem Verfolg der ins Nebengestein dringenden Dämpfe und Lösungen die Beschreibung der Umänderungen schließen, welche durch juvenile Wasser auch in weiterer Entfernung vom Eruptivgestein noch ausgeübt werden. Die eigentlichen Kontaktmetamorphosen schließen sich rundum an die Eruptive (möglicherweise unter Bevorzugung des Hangenden) an. Weiter entfernt vom Eruptivgestein wird sich das kondensierte Wasser in mehr und mehr gesonderten Bahnen (auf Spalten und in Zerrüttungszonen) bewegen; auf seinen Wegen und zur Seite dieser Wege sich verlierend findet man in Eruptivgebieten noch mancherlei interessante Erscheinungen der Gesteinsumwandlung. Sie sind später (vgl. S. 194) behandelt.

b) **Endomorphe Kontakterscheinungen.** Abnorme Entwicklungen von plutonischen Gesteinen in der Nähe vom Nebengestein zeigen sich z. B. bei Granit in der Herausbildung porphyrischer Struktur oder in einer Verdichtung des Gesteinsgefüges (porphyrische bzw. dichte Randfacies), auch in der Führung besonderer Mineralien wie Andalusit (Andalusitgranit) oder Turmalin.

Spaltenfüllungen, die von Tiefengesteinen abgehen, z. B. der vom Ramberggranit abzweigende sog. Bodegang bei Thale im Harz, auf den C. A. Lossen aufmerksam machte, lassen besonders gut den Einfluß des Nebengesteins auf ein Magma erkennen, das in dem großen Hohlraum eben zum typischen, körnigen Tiefengesteine erstarrte,

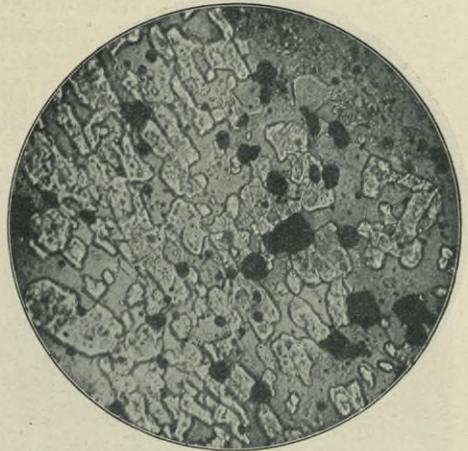


Fig. 255. Kontaktstruktur. Andalusithornfels. Andlautal (Vogesen). Die stark umrandeten Kristalle sind Andalusit.

¹⁾ Experimentell ist die bedeutendere Löslichkeit kleiner Kristalle gegenüber größern allerdings nur bei sehr kleinen Dimensionen ersterer nachgewiesen.

²⁾ Ausgezeichnete Beispiele für Sammelkristallisation bietet die Metallurgie dar. Durch Walzen zu feinem Korn zerbrochenes Kadmium z. B. wird beim mehrtägigem Erhitzen auf etwa 180° grobkristallin, ebenso Zinn, Zink, Blei u. a.

während die in der Spalte verfestigten Teile desselben Schmelzflusses hier und da Nebenminerale, wie Andalusit, führen und sich porphyrisch und schließlich infolge schneller Abkühlung ganz dicht entwickelt zeigen.

Eine Reihe endomorpher auch exomorpher Kontakterscheinungen wird auf Fumarolen (Dampfentwicklungen) zurückgeführt, die bei und nach den Eruptionen erfolgen (pneumatolytische Kontakterscheinungen), so die Bildung des Greisen. Es ist das ein z. B. aus dem sächsischen Erzgebirge, aus Cornwall und andern Orten bekanntes, den normalen Granit begleitendes Gestein, das wesentlich aus Quarz und hellem Glimmer (Muskovit oder Lithionglimmer) besteht. Dazu kommen gern Bor und Fluor haltende Mineralien, wie Topas, Flußspat, Turmalin, ferner auch Zinnstein. Es hat den Anschein, daß Bor und Fluor führende Dämpfe (Borsäure, Borfluorid, Flußsäure) und kieselsäurehaltige Wasser eine Zerstörung des Granitfeldspates und seinen

Ersatz durch Quarz sowie die Bildung der erwähnten Mineralien verursachen. Zinnstein ist vielleicht durch Wechselwirkung von Chlorzinn mit Wasserdampf entstanden. $\text{SnCl}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{SnO}_2$ (Zinnstein) + 4HCl .

Auch gangförmige Zinnsteinvorkommnisse in Eruptivgesteinen werden vielfach als Fumarolenprodukt angesehen¹⁾. Sie sind oft mit Greisen verbunden. Die Bildung von sulfidischen Kupfererzen (durch Umsetzung von Halogenverbindungen mit Schwefelwasserstoff), ebenfalls die von Apatitlagerstätten stehen anscheinend in manchen Fällen mit Fumarolen in ursächlichem Zusammenhang.

Greisengesteine gehen in verwandte Glimmerquarzite, Turmalin-

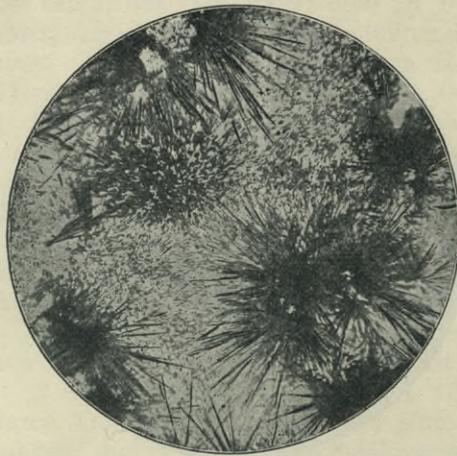


Fig. 256. Luxullianit. Luxullion (Cornwall).
Turmalin in „Sonnen“.

quarzite, Turmalinfelse, Topasfelse usw. über.

Hier möge auch der sog. Luxullianit von Luxullion in Cornwall erwähnt werden, den ein großer Gehalt an Turmalin auszeichnet (Fig. 256). Weiterhin sei auf den fluorhaltigen Kryolith ($3\text{NaF} \cdot \text{AlF}_3$) im Eläolithsyenit von Evigtok (Grönland) hingewiesen.

Weinschenk führt die Bildung technisch sehr wichtiger Lagerstätten von Graphit, der in Ceylon u. a. O. gangbildend, auch nesterartig in Eruptivgesteinen auftritt, auf Ausscheidungen aus entweichendem Kohlenoxydgas bzw. aus Carbylen oder Cyanverbindungen zurück.

7. Übersicht der vulkanischen Gesteine (Vulkanite).

Dieselben Magmen, die in der Erdtiefe die oben erwähnten Granite, Syenite usw. liefern, verfestigen sich als Lavaströme, Decken, gelegentlich auch in Lakkolithen und Gängen zu Lipariten, Trachyten usw. Theoretisch gehört mithin zu jedem plutonischen Gestein ein vulkanisches und umgekehrt.

¹⁾ Ein Analogon der Bildung des Zinnoxids stellen anscheinend die Eisenglanzkrystalle (Fe_2O_3) auf Laven dar. Sie entstanden wie folgende Gleichung besagt. $2\text{FeCl}_3 + 3\text{H}_2\text{O}$ (Dampf) = $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{HCl}$.

Indes ist noch nicht zu allen vulkanischen das zugehörige plutonische Gestein gefunden, was in Anbetracht der verstecktern Lagerung der letztern erklärlich ist.

Plutonisches Gestein.	Entsprechendes vulkanisches Gestein.	
	Jung	Alt
Granit	Liparit	Quarzporphyr
Syenit	Trachyt	Quarzfreier Porphyr
Eläolithsyenit	Phonolith	Eläolithporphyr
Leuzitsyenit	Leuzittrachyt	Leuzitporphyr
Diorit	Andesit	Porphyrit
Gabbro	Feldspatbasalt	Diabas, Melaphyr
Peridotit	—	Pikrit
Theralith	Tephrit und Basanit	—
Ijolith	Nephelinit und Nephelinbasalt	—
Missourit	Leuzitit und Leuzitbasalt	—
—	Melilithbasalt	—
	Anhang an Basalt: Limburgit, Augitit.	

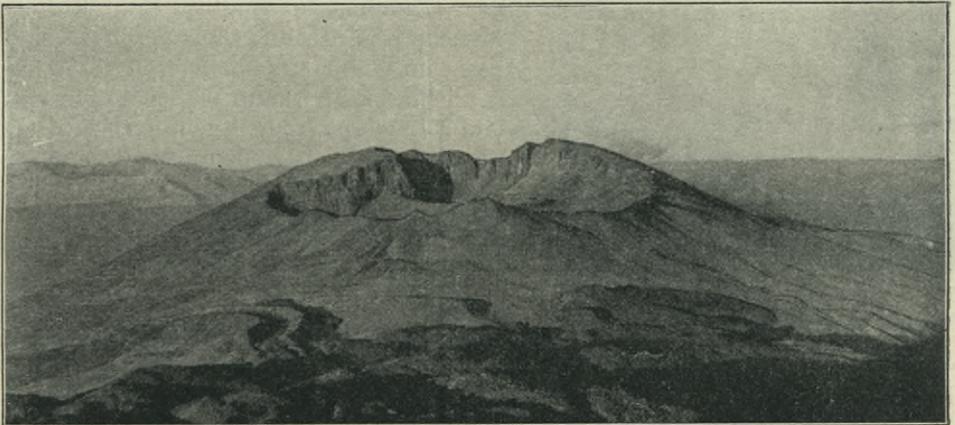


Fig. 257. Alter Krater. Teneriffa. Behme phot.

Liparit und Quarzporphyr.

Die Liparite, die von Justus Roth nach Vorkommnissen auf den liparischen Inseln bei Sizilien so benannt sind und gelegentlich auch als Rhyolithe bezeichnet werden, und die Quarzporphyre (Liparite vortertiärer Periode) entsprechen als vulkanische Gesteine den plutonischen Graniten.

Mineralbestand und Struktur. Die Einsprenglingsfeldspate sind bei Liparit Sanidin, bei Quarzporphyr Orthoklas, doch begleitet oft Plagioklas den Kalifeldspat. Gelegentlich, besonders bei Lipariten, fehlt Quarz als Einsprengling. Solche Porphyre hat man nach dem Vorkommen im Kiautschou-Schutzgebiet Tsingtauite genannt. Die Einsprenglingsquarze erscheinen als hexagonale Pyramiden, sog. „Dihexaeder“, sie sind aber oft magmatisch korrodiert oder zersprungen. Auch der Biotit sowie Hornblende oder Augit (auch Orthaugit) bilden große Kristalle, doch sind sie bei Liparit und Quarzporphyr nicht häufig. Bei den Sphärolithporphyren werden die

Einsprenglinge durch Sphärolithe vertreten. Die Grundmasse ist zum Teil felsitisch, d. h. kristallisiert aber dicht und von heller, weißlicher, grauer, gelblicher, grünlicher, rötlicher Farbe, oder glasisch und dann meist dunkel. Gesteine, die nur aus felsitischer Masse bestehen, nennt man Felsitfels. Im Schliff erkennt man bei kristalliner Ausbildung der Grundmasse in ihr mehr oder minder deutlich Feldspat und Quarz, die sich mikrogranitisch, granophyrisch, auch sphärolitisch vereinigen. Ein Mikrofelsit genannter isotroper oder sehr schwach polarisierender Bestandteil, der aus Schüppchen, Fäserchen usw. besteht und die Zusammensetzung eines Quarz-Feldspatgemisches hat, wird oft erwähnt. Er ist wohl ein Kristallisationsrest (eutektisches Gemisch). In den glasischen Grundmassen erblickt man im mikroskopischen Bilde oft massenweise kleinste Bildungen, Kristallite genannt, von kugeligem Gestalt (Globulite), oder knochenförmig (Longulite) bzw. perlschnurartig (Margarite) gestaltet, auch haarförmige Mikrolithe (Trichite), vgl. Fig. 143, S. 72. Nicht selten findet man Tridymit, spärlich erscheinen in der Grundmasse Apatit, Erz, Zirkon. Manche Liparite und Quarzporphyre sind porig und rau (Mühlsteinporphyre). Ausgezeichnet schön kann man bei Lipariten und Quarzporphyre gelegentlich Fluidalstrukturen, zuweilen schon makroskopisch beobachten (Fig. 228, S. 140). Die buntgebänderte Struktur der sog. Hällflinta, eines sehr dichten (felsitischen) Porphyrs, besonders aus der Gegend von Dannemora und an andern Orten Schwedens, mag auch mit einstigem



Fig. 258. Schlucht in plattenförmig abgesondertem Quarzporphyr des Eggenthals bei Bozen.

Fluß zusammenhängen. Vitrophyre führen Einsprenglinge und glasige Grundmasse.

Bei den Liparit- bzw. Quarzporphyrgläsern unterscheidet man Pechsteine (wasserreiche Gläser), Perlit oder Perlstein (mit Glasknoten und -kügelchen), Obsidian (wasserarmes Glas, nach dem Entdecker Obsidius genannt) Bimsstein (schaumiges Glas). (Vgl. Fig. 218, S. 133.) Hier mag besonders betont werden, daß auch andre Ergußgesteine in Form von Pechstein, Perlstein, Obsidian und Bimsstein vorkommen.

Wie bei allen vulkanischen Gesteinen sind bei Lipariten und Quarzporphyren die Ausbildungen als Bomben, Aschen, Sande bzw. als verfestigte Tuffe möglich und auch oft vorhanden.

Insbesondere bei Quarzporphyren sind vulkanische Breccien verbreitet.

An Absonderungen kommen plattige (Eggenthal b. Bozen), auch feinblättrige (Tsingtau), seltener säulige vor.

Manche Quarzporphyre sind durch Dynamometamorphose stark umgewandelt. Sie haben eine schieferige Struktur erlangt und sind mit Serizitneubildungen erfüllt. Hierher gehören wenigstens zum Teil die sog. Flaserporphyre, Porphyroide, gewisse sog. Serizitgneiße und Serizitschiefer (Ardennen, Taunus).

In chemischer Hinsicht sind sich Granit, Quarzporphyr und Liparit sehr ähnlich; im allgemeinen haben die Quarzporphyre etwas mehr Kieselsäure als die Granite und die Liparite noch mehr.

Als mittlere Zusammensetzung kann folgende angesehen werden.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
1. Granit nach J. Roth	72	16	1,5	1,5	0,5	6,5	2,5
2. Quarzporphyr „	74	12—14	2—3	1,5	0,5	7—9	
3. Liparit n. F.Zirkel 75—77	75—77	12—12,5	1,5—2	1—1,5	0,3—0,5	7—9	

Quarzkeratophyre sind an Natron reiche Quarzporphyre.

Die Verwitterung der Quarzporphyre und Liparite liefert zufolge der Feldspatveränderung Kaolin (Tonporphyr) oder Muskovit. Die glasigen Grundmassen zerfallen oft in ein feines Feldspat-Quarzgemenge, wobei etwaige

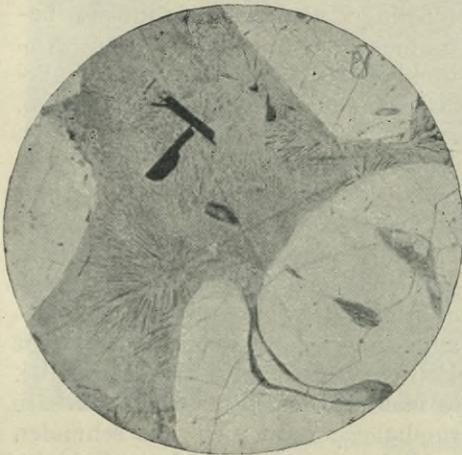


Fig. 259. Liparit. Apati (Ungarn). Rechts unten und links verrundeter Quarz, rechts oben Feldspat, Glimmer dunkel, sphärolithische Grundmasse.



Fig. 260. Quarzvitrophyr. Auer an der Etsch. Unten Feldspat, Mitte links Quarz, Glimmer dunkel, fluidale Grundmasse.

Fluidalstrukturen nicht zerstört werden (Entglasung). Auf Klüften und in rundlichen Hohlräumen erscheint bei Quarzporphyren gelegentlich Achat, Quarz usw. als Absatz aus Wasser. Durch Solfatarenwirkung entstand bei Beregszasz (Ungarn) Alaunstein aus Quarzporphyr.

Vorkommen. Liparite findet man reichlich in Ungarn, Siebenbürgen, den Euganeen, auf den Liparischen Inseln und an andern Orten. In Deutschland fehlen sie anscheinend. Hingegen sind Quarzporphyre im deutschen Karbon und Rotliegenden sehr verbreitet, so im Schwarzwald, Odenwald, in den Vogesen, bei Kreuznach, in Thüringen, im Harz, in Sachsen (Pyroxen-quarzporphyre des Leipziger Kreises), insbesondere bei Meißen berühmte Vitrophyre. Sehr ausgedehnte deckenförmige Vorkommnisse lagern bei Bozen, Tirol (an 1000 m mächtig), auch am Luganer See. Stromförmige Liparite sind im nordwestlichen Amerika bekannt.

Verwendung. Quarzporphyre finden als Pflastersteine, seltener als Werksteine, oft als Steinschlag Benutzung, schöne Ausbildungen, wie solche von Elfdalen (Schweden), auch als Ornamentstein. Die Druckfestigkeit wechselt stark. Häufig angegebene Werte sind 1500—2000 kg/qcm. Selbst Festigkeiten von 3000 kg/qcm wurden beobachtet. Die Tuffe werden als Baustein,

z. B. in Thüringen und Sachsen (Rochlitz), benutzt. Liparite mit „steiniger“ Grundmasse liefern gelegentlich, so bei Schemnitz in Ungarn, vortreffliche Pflaster- und Bausteine. Bimsstein hat besondere technische Bedeutung als Glättungs- und Poliermittel, auch für die Papierfabrikation und als poröser leichter Baustein. Die Kuppel der Hagia Sophia in Konstantinopel besteht aus diesem Stein.

Kaolinisierte Quarzporphyre bzw. Liparite werden mancherorts durch Schlammprozesse auf Kaolin zugute gemacht (z. B. bei Meißen).

Trachyt und quarzfreier Porphyr (Feldspat-Porphyr).

Sie entsprechen den Syeniten.

Mineralbestand und Struktur. Die jüngern Glieder der Gruppe, die **Trachyte** (nach ihrem zufolge feinporiger Grundmasse rauhen (τραχύς) Anfühlen von Häüy so genannt), zeigen bei porphyrischer Entwicklung Ein-

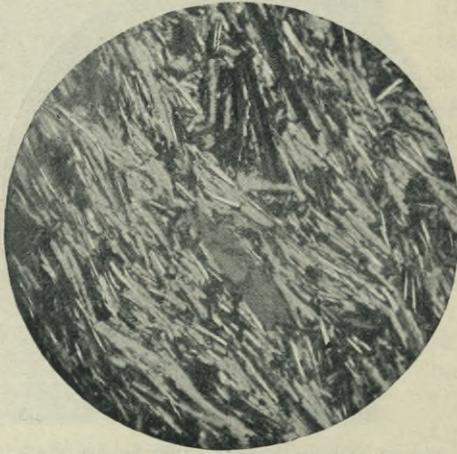


Fig. 261. Trachyt. Castello d'Ischia bei Neapel. Mitte Sanidin. Grundmasse führt reichlich Sanidinleisten in fluidaler Anordnung.

sprenglinge von Sanidin in oft beträchtlicher Größe, auch von Anorthoklas (triklinem Kalinatronkalkfeldspat) und von Natronkalkfeldspaten, ferner wenn auch meist nicht reichlich solche von dunklen Biotiten oder Hornblenden (oft beide zusammen), Augit (nicht selten allein als dunkler Gemengteil), zuweilen von Orthaugit. Hornblende und Biotit sind oft magmatisch korrodiert und zu Augit-Magnetitaggregaten umgeändert. Nicht selten erscheinen gelbe Titanitkristalle. Die makroskopisch nicht entwirrbare Grundmasse baut sich aus schmalen Sanidinleisten oft in schöner, fluidaler Anordnung auf, während Eisenerze, Apatit, Zirkon zurücktreten (Fig. 261). In den Poren von Trachyt ist Tridymit nicht selten. Manche Trachyte sind

durch Anhäufung dunkler Gemengteile fleckig oder streifig, so das poröse, Piperno genannte Gestein bei Neapel. Glasige Entwicklungen fehlen nicht; sie kommen z. B. am Monte Amiata in Toskana und im Arsostrom der Insel Ischia bei Neapel vor. Es sind solche Gläser zum Teil dunkel. Im allgemeinen ist der Trachyt hellgrau; der des Puy de Dome (Auvergne) ist fast weiß.

Vielfach schließen sich Tuffe an Trachytvorkommnisse an, so im Brohltal der Eifel (Traß) und bei Neapel (Puzzolane).

Das spezifische Gewicht der Trachyte beträgt im Mittel etwa 2,6.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O
1.	68,78	16,12	3,54	0,34	0,26	1,94	1,15	3,64	4,00	0,58
2.	60,77	19,83	4,14	2,43	—	1,63	0,34	6,27	4,90	0,24 (Glühverlust).

1. Trachyt vom Puy de Dome (Auvergne). 2. Trachyt (Obsidian) vom Monte Rotaro, Ischia bei Neapel.

Vorkommen. Bekanntere Trachyte sind z. B. die vom Drachenfels im Siebengebirge, aus dem Westerwald, vom Monte Amiata bei Pisa, der

phlegäischen Felder bei Neapel, auf Ischia (zum Teil mit Olivin). Interessante miarolitische Ausbildungen stellen die sog. Sanidinite vom Laacher See in der Eifel dar. Die Trachyte erscheinen in Kuppen (Ungarn, Euganeen bei Padua, Auvergne), in Kraterform (z. B. Astroni bei Neapel), als Lavaströme

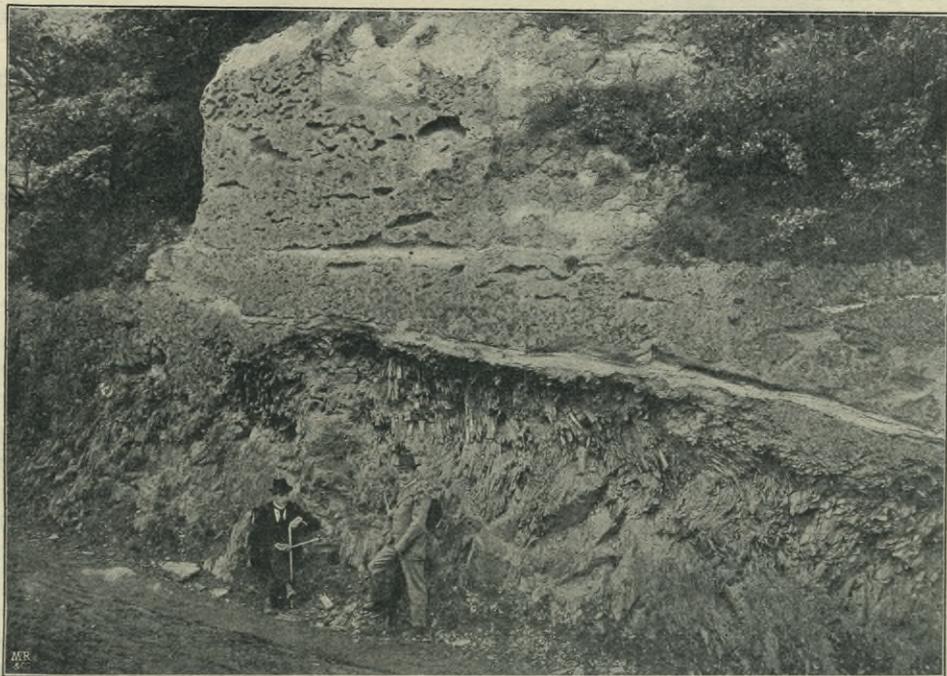


Fig. 262. Traß über aufgerichtetem Tonschiefer. Brohltal (Eifel).

(Epomeo auf Ischia bei Neapel, 1302 geflossen) und als Gangbildungen (Siebengebirge). Die Kuppen sind zum Teil herausgewitterte Lakkolithe. Das ist von M. Stark für die Euganeen bewiesen, von wo er interessante Modifikationen des lakkolithischen Normaltypus, z. B. Halbakkolithe, Lakkolithe in Verbindung mit Oberflächenausbrüchen u. dgl. beschreibt (s. Fig. 263).

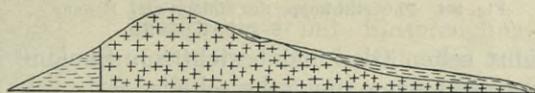


Fig. 263. Mte. Castello, Euganeen. Nach M. Stark. Trachyt und Kreideformation.

Anmerkung. Der Alkalireihe der Syenite entsprechen gewisse Trachyte (so einzelne aus dem Siebengebirge), die keinen Kalknatronfeldspat haben und eigenartige eisen- und alkalireiche Hornblenden, auch wohl Sodalith führen.

Verwendung. Trachyt wird als Werk- und Baustein oft benutzt. Allerdings läßt seine Wetterbeständigkeit, besonders wenn in ihm große Sanidine eingesprengt sind, zu wünschen übrig. Auch Pflastersteine und Stein-schlag stellt man aus ihm her. Als Druckfestigkeit von Trachyt wurde häufig 600—700 kg/qcm festgestellt.

Trachyt von Jumilla bei Cabo de Gata (Spanien) enthält stellenweise 7—30% Apatit, und da er auch 8—10% Kali führt, wird er als Düngemittel gebraucht.

Trachyttuffe (Traß, Duckstein, Tuffstein, Puzzolan) werden oft als hydraulische Mörtel verwandt. Da sie kalkarm sind, setzt man den gemahlenen Tuffen Kalk zu. Die Bimssteinsande der Eifel bilden mit Kalkbrei angerührt das Material für die leichten, weil porösen, luftdurchlässigen, für Bauzwecke gut geeigneten Schwemmsteine. 1902 wurden an 250 Millionen Stück hergestellt. Bei genügender Festigkeit werden Trachyttuffe auch ohne weiteres als Bausteine benutzt.

Die **quarzfreen Porphyre** (Feldspat-Porphyre) entsprechen ganz den Trachyten. Sie sind stärker durch Verwitterung verändert als diese. Man kennt sie als sog. Orthophyre aus dem Saar-Nahegebiet und aus Thüringen. Der Natronreihe gehören an die sog. Rhombenporphyre Norwegens, die sich durch im Schnitt rhombenförmige und dreieckige, große Anorthoklase auszeichnen, ferner die sog. Keratophyre, z. B. des Harzes, und die Lahnporphyre im rheinischen Schiefergebirge.

Phonolith (Nephelintrachyt) und Leuzittrachyt, Eläolithporphyr und Leuzitporphyr.

Die Phonolithe (Klingsteine) repräsentieren die Eläolithsyenite, und die Leuzittrachyte die Leuzitsyenite unter den jungen vulkanischen Gesteinen.

Phonolith. Mineralbestand und Struktur. Falls porphyrische Struktur vorliegt, hebt sich bei den Phonolithen Sanidin, auch wohl Anorthoklas aus der dichten grünlichen oder bräunlich grünen Grundmasse heraus, selten der Nephelin, der mikroskopisch in Durchschnitten durch hexagonale Säulen oder in unregelmäßigen Lappen zu erblicken ist (Fig. 266). Dazu gesellt sich Augit als Diopsid oder Aegirin, auch wohl Hornblende. Häufig kommen Hauynminerale und Titanit vor. Eisenerze, Apatit, Zirkon treten zurück. Die oft makroskopisch gleichmäßige, hornsteinartige, dichte, gelegentlich rauhe Grundmasse

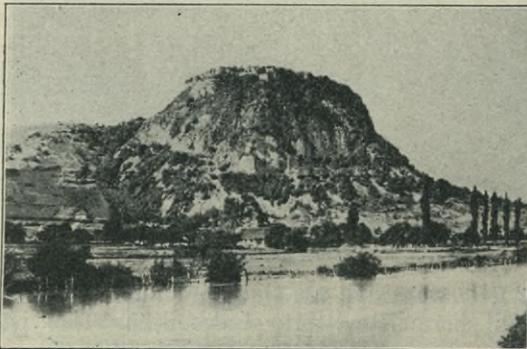


Fig. 264. Phonolithkuppe des Hohentwiel, Hegau.

führt selten Glas und besteht aus Sanidin, Nephelin, Aegirin. Vitrophyrische Entwicklungen sind sehr selten.

Bei frischen Gesteinen hat man ein spezifisches Gewicht von etwa 2,55.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	SO ₃	TiO ₂	Cl
1.	55,21	21,78	2,06	2,01	Spur	2,10	0,13	3,48	10,64	2,7	0,46	Spur	0,07
2.	58,16	21,57	2,77	—	0,24	0,01	1,26	6,57	5,97	2,3	0,16	—	—

1. Phonolith vom Hohentwiel, Hegau. 2. Phonolith vom Teplitzer Schloßberg (Böhmen).

Oft entstehen durch Verwitterung Zeolithe, so Natrolith, im Gestein. Die gelbliche oder grauweiße, vom Magnetit befreite Verwitterungsrinde von Phonolithstücken setzt sich meist scharf vom frischem Gestein ab. Hervorzuheben ist der Reichtum mancher Phonolithe (so der böhmischen) an schönen Drusenzeolithen (Natrolith, Chabasit, Apophyllit), die wohl Anzeichen thermaler Wirkungen sind.

Bekannte Phonolithvorkommnisse finden sich im Hegau (Hohentwiel), Kaiserstuhl, in Thüringen (Heldburg), in der Rhön, im böhmischen Mittelgebirge, im zentralen Frankreich. Das Gestein bildet Kuppen, Decken, Ströme, Gänge.

Man beobachtet bei Phonolithen häufig eine plattige Absonderung, die zur Verwendung des Gesteins zum Dachdecken, für Sitzplatten, Belege von Fußböden usw. Veranlassung gibt. Auch säulige Gliederung kommt vor (Fig. 265). Einige Versuche über die Druckfestigkeit von Phonolithen ergaben 1700 bis 2300 kg/qcm. Manche Phonolithe, so die aus den Randteilen der Vorkommen von Außig in Böhmen, blättern am Wetter auf.

Leuzitphonolithe heißen Phonolithgesteine, die oft schon makroskopisch Sanidin, Leuzit, Hauynminerale, Aegirin, Biotit, Titanit zeigen, bei denen ferner im Schliff noch Nephelin, Magnetit, Apatit, zuweilen Melanit erscheinen. Sie finden sich in der Eifel (Olbrück, Rieden), im Kaiserstuhl, am Monte Vulture bei Melfi (Italien).

Auch die Phonolithgesteine weisen reichlich Tuffe auf, so im Hegau und in der Eifel.

Leuzittrachyte mit Einsprenglingen von Sanidin und Leuzit und ohne Nephelin, sind aus der Gegend von Rom und andern Orten bekannt.

Die ältern Repräsentanten der Eläolithsyenite, die **Eläolithporphyre**, haben geringere Verbreitung als die Phonolithe. Erwähnt seien von ihnen Tinguait genannte Vorkommnisse aus Brasilien und Südportugal, ferner der sog. Liebeneritporphyr aus der Gegend von Predazzo in Tirol. H. Rosenbusch rechnet solche Ausbildungen zu

seinen Ganggesteinen. Zuweilen stellt sich bei diesen Gesteinen (so in der Serra de Tingua in Brasilien) auch Leuzit ein (Eläolithleuzitporphyre bzw. Leuzitporphyr).

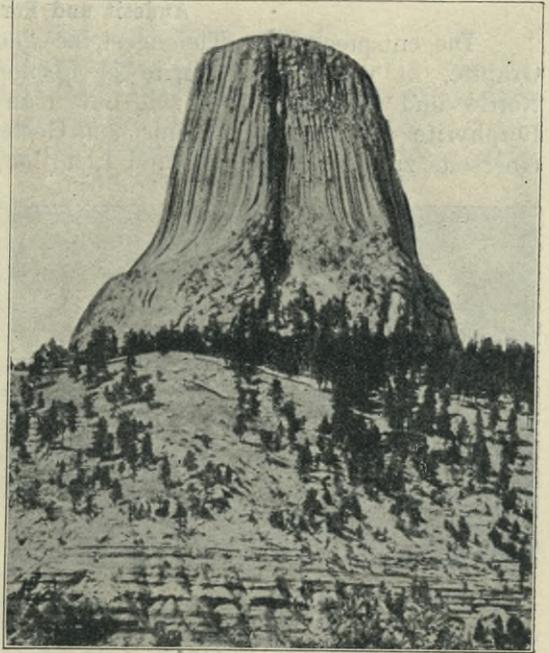


Fig. 265. Der Teufelsturm in Colorado. Phonolith-Erosionsrest.

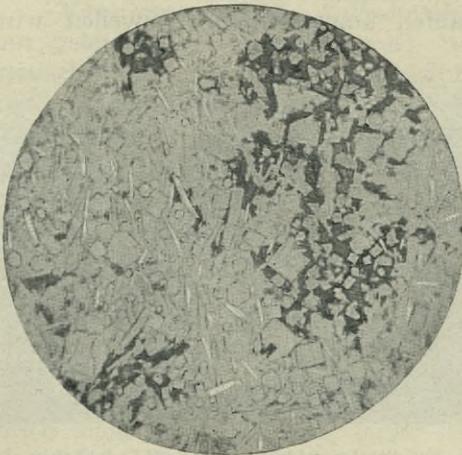


Fig. 266. Phonolith. Brüxer Schloßberg (Böhmen). Sechseckige und viereckige Durchschnitte von Nephelin, Sanidinleisten, Aegirin als Füllmasse.

Andesit und Porphyrit.

Die entsprechenden Tiefengesteine sind außer dem Diorit einerseits noch Granite, in welche die Diorite ja übergehen, und andererseits wohl auch Norite und Gabbros. Hiernach hat man Beziehungen der Andesite bzw. Porphyrite zu andern vulkanischen Gesteinen nach zwei Seiten, nämlich einerseits zu Quarzporphyren und Lipariten, die dem Granit und andererseits zu Diabasen, Melaphyren und Basalten, die den Gabbrogesteinen entsprechen.



Fig. 267. Kl. Ararat, Armenien. Andesit-Vulkan. Dannenberg phot.

Mineralbestand und Struktur. Aus der großen Gruppe der Andesite und Porphyrite sondert man die quarzhaltigen als Dazite bzw. Quarzporphyrite heraus (Dazia = Siebenbürgen).

Bei porphyrischer Entwicklung erscheinen als Einsprenglinge Kalknatronfeldspate, die im Schlift oft Zonarstruktur (Fig. 145, S. 73), d. h. zonenweise wechselnde optische Eigenschaften,

also entsprechende chemisch verschiedene Zusammensetzung zeigen, bei Daziten und Quarzporphyriten auch Quarz, dann Biotit, Hornblende, Pyroxen, auch Orthaugit in wechselnden Verhältnissen. Hiernach richtet sich die Nomenclatur für die einzelnen Glieder. Somit sind Bezeichnungen wie Quarzhornblendeporphyr, Biotitporphyr, Orthaugitandesit usw. leicht verständlich.

Quarz, Hornblende, Biotit wurden oft magmatisch verändert, wobei die zwei letztern sich in Augit-Magnetithaufen umwandelten. Zuweilen wird Hornblende (auch Plagioklas) durch Tridymit ersetzt.

Die Grundmasse der in Rede stehenden Gesteine zeigt im Mineralbestand Plagioklas, bei Daziten und Quarzporphyriten wohl auch Sanidin bzw. Orthoklas und Quarz, dann besonders Augitsäulchen und Erzkörnchen. Apatit, Zirkon treten nicht besonders hervor. Nicht gerade selten tritt Tridymit auf, der bei Andesiten auch öfter in Porenräumen erscheint. Häufig sind die Andesite bzw. Porphyrite typisch pilotaxitisch aufgebaut,

d. h. Plagioklasleistchen, Augitsäulchen und Erzkörnchen bilden ein filziges Gewebe das auch vielfach mit Glas durchtränkt ist (hyalopilitische Struktur). Andesitische Gläser (Pechstein, Perlit, Obsidian, Bimsstein) sind sehr verbreitet. Vielfach werden bei Andesiten und Porphyriten Lavabreccien beobachtet. Tuffe sind bei Andesiten und Porphyriten häufig zu beobachten.

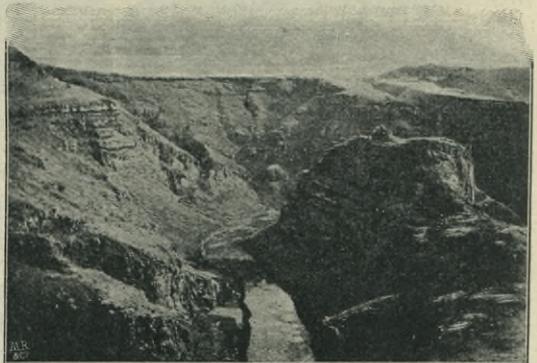


Fig. 268. Erosionsschlucht in Andesit-Lavabänken. Ani (Armenien).

Das spezifische Gewicht beträgt etwa 2,50 bis 2,85.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Glühverlust	P ₂ O ₅
1.	67,98	—	13,05	—	5,69	—	1,63	5,14	3,23	7,96	0,32	—
2.	65,91	0,58	15,58	2,07	2,19	—	2,40	1,41	3,94	4,01	1,15	0,20
3.	59,22	—	13,59	5,55	4,03	—	5,13	1,66	4,64	5,31	1,25	—
4.	67,24	—	13,72	1,90	5,04	Spur	3,46	1,22	2,57	4,90	0,54	—
5.	63,08	—	14,19	7,98	—	—	4,20	1,23	2,09	3,47	3,45	—

1. Dazit von Zovon, Euganeen. 2. Quarzporphyrit (mit Biotit, Bronzit, Augit) vom Lemberg (Nahegebiet). 3. Hornblendeandesit vom Stenzelberg (Siebengebirge). 4. Hypersthenandesit von Georgios I., Santorin. 5. Augitporphyrit (Pechstein) von Weiselberg bei St. Wendel (Rheinland).

Die Verwitterung, die natürlich besonders bei den altvulkanischen Porphyriten ins Auge fällt, führt zur Bildung von Kaolin, Chlorit, Kalkspat, Brauneisenerzteilchen, die das Gestein erfüllen. Quarzpropylite und Propylite nennt man hierher gehörige, grünliche Gesteine mit derbem Feldspat, chloritisiertem Augit, Biotit und Hornblende. Oft zeigt sich Epidot, auch Kalkspat. Es wird angenommen, daß die Gesteine durch Thermen (heiße Quellen) umgewandelt seien. Sie führen gern Kiese und sind öfter mit Erzkorkommissionen verbunden. Man kennt sie besonders aus Ungarn und Siebenbürgen. Außer der „Grünsteinbildung“ beobachtet man hier, z. B. bei dem durch seinen uralten Golderzbergbau berühmten Schemnitz (Selmezbanya) in der Nähe der Erzgänge eine weitgehende, ersichtlich durch (noch ausfließende) Thermen verursachte, Kaolinisierung der Andesite. Es handelt sich um das „Ausklingen“ der vulkanischen Tätigkeit (vgl. S. 120). Wie bei Quarzporphyren werden auch bei Quarzporphyriten bzw. Porphyriten manche fein kristallinen Grundmassen durch Verwitterung von Glas entstanden sein.

Vorkommen. Die Andesite sind außerordentlich reichlich zur Tertiärzeit gebildet und entstehen auch heutzutage noch an vielen Stellen vulkanischer Tätigkeit, z. B. auf den Sundainseln (vgl. Fig. 12, S. 9). Sehr verbreitet sind sie sonst in Ungarn, Siebenbürgen, Japan, in der Andenkette, in Deutschland im Siebengebirge. Die Porphyrite trifft man oft im Rotliegenden Deutschlands, so an der Saar, im Nahegebiet, in Sachsen (wo sie Vorläufer der Quarzporphyre sind), Thüringen und im Harze (Ilfeld). Schöne Vorkommnisse hat man bei Recoaro (Tirol), Lugano (Schweiz) (sog. schwarzer Porphyr).

Verwendung. Die in Rede stehenden Gesteine eignen sich nicht selten zur Verwendung als Werk- und Pflasterstein, auch für Steinschlag. Eine große Industrie bei Quenast in Belgien beruht auf dem Vorkommen eines Quarzhornblendeporphyrits. Besonders schöne Ausbildung zeigt der saussuritierte sog. Porfido rosso antico von Gebel Dukan in Ägypten (er ist durch roten Epidot gefärbt), ferner der grüne Porfido verde antico von Marathonisi (Peloponnes), der dem Diabasporphyr nahesteht.

Feldspatbasalt, Melaphyr und Diabas.

Sie repräsentieren unter den Vulkaniten im wesentlichen die Gabbrofamilie.

Feldspatbasalt.

Mineralbestand und Struktur. Es handelt sich um meist dunkle Gesteine mit den wesentlichen Gemengteilen Natronkalkfeldspat und Augit;

sehr oft sind sie olivinhaltig. Der Feldspat tritt im Gegensatz zu den Andesiten selten porphyrisch heraus und zeigt auch nur gelegentlich die bei Andesiten häufige Zonenstruktur.

Gegenüber den andesitischen Gesteinen spielt der Augit bei den Basalten eine weit bedeutendere Rolle, und ist er vielfach als Einsprengling vorhanden.

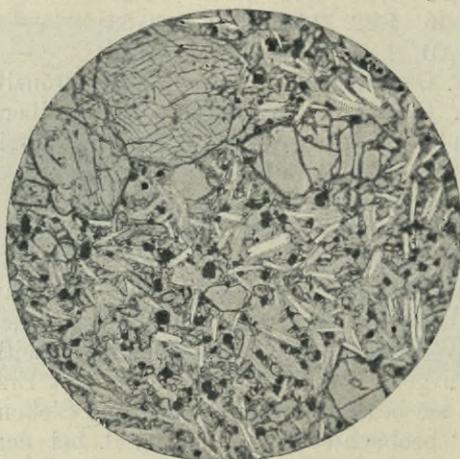


Fig. 269. Feldspatbasalt. Ölberg, Siebengebirge a. Rh.
Links oben Augit, daneben rechts unten Olivin
(auch in der Mitte und rechts unten), helle
Plagioklasleisten, dunkle Magnetite.

Im Dünnschliff hat er bräunliche, rötliche, gelbliche Farben, ist auch wohl sehr hell. Nicht selten zeigt er Zonenstruktur, auch sog. Sanduhr-aufbau (Fig. 146, S. 74). Der Olivin tritt makroskopisch in Körner- oder kristallographischer Form oft heraus; er ist frisch von gelbgrüner Farbe, bei seiner Serpentinisierung wird er grünschwarz, auch wohl rot durch Ausscheidung von Eisenoxyd.

Magnetit ist reichlich vorhanden; häufig findet man Titaneisenerz in balkenförmigen, dunklen Schnitten, auch braun durchsichtigen Lappen und Fäserchen. Im Olivin gewahrt man oft Spinelle (Picotit).

Hornblende erkennt man hier und da in großen, schwarzen Kristallen, öfter in Tuffen als in festem Basalt, wohl ein Zeichen, daß die im Schmelzflusse ausgeschiedenen Kristalle zum Teil wieder gelöst wurden, hingegen durch Entfernung aus dem Magma, d. h. als Bestandteil des Tuffes, der Resorption entgingen. Biotit ist nicht selten, wenn auch zuweilen nur in kleinen Lappen am Magnetit vorhanden. In gewissen Gruppen erscheint Orthaugit, besonders in olivinfreien Basalten, ferner, aber seltener Quarz, Eisen, Graphit.

Die Grundmasse ist vielfach vollständig kristallin aus Plagioklas, Augit, Erz, Apatit entwickelt. Doch gibt es auch nicht selten glasführende Ausbildungen und schließlich Basaltvitrophyre, die meist im Dünnschliff gelblich, bräunlich durchscheiden. Tachylyt und Hyalomelan sind solche Basaltgläser (Hyalobasalte). Pélés Haar ist ein schöner, fadiger Basaltbimsstein von Hawaii.

Manche Basalte sind makroskopisch oder mikroskopisch porphyrisch. Man findet körnige und auch ophitische Struktur, nicht selten Fluidalerscheinungen, ferner blasige Entwicklungen, auch Mandelsteine. Der Korngröße nach scheidet man wohl die groben Dolerite von mittelfeinen Anamesiten und dichten Basalten.

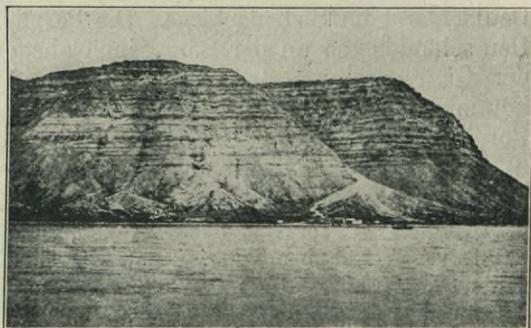


Fig. 270. Trapplandschaft. Island, nordwestliche Halbinsel.
K. Keilhack phot.

Trapp (genannt nach der treppenförmigen Überlagerung von vielen Lavaströmen übereinander, Fig. 270) sind die den intersertalen Diabasen entsprechenden jungen Eruptive. Sie haben also keine Einsprenglinge von Olivin oder Augit. Trappbasalte heben sich durch Großartigkeit der Vorkommnisse (Island, Dekhan, mit insgesamt an 1000 m mächtigen Lavabänken) aus den übrigen Basalten heraus.

Sehr verbreitet sind Tuffe von Basalt, auch Bomben, Lapilli, Aschen. Palagonit ist ein Aschentuff von Palagonien (Sizilien); er hat gelblichbraune bis schwarze Farbe; seine früher glasigen Lapilli sind mehr oder minder stark umgewandelt.

Arten. Man gliedert unter den Feldspatbasalten die weniger verbreiteten olivin-freien (nicht selten Orthaugit führenden) von den olivinhaltigen ab und kennzeichnet Besonderheiten im Namen wie Quarzbasalt, Hornblendebasalt, Eisenbasalt (Ovifak, Grönland).

Bemerkenswert sind hier noch die sog. Olivinknollen, nach Art der plutonischen Gesteine aufgebaute Gemenge aus Olivin, Orthaugit, Pyroxen (auch grünem [chromhaltigen] Augit), die oft wie fremde Einschlüsse im Basalte liegen, und auch von manchen Petrographen für solche gehalten werden, während andre diese Knollen als Urausscheidungen (protogene Bildungen) des Basaltes ansehen. Als solche alten Bildungen wird man auch Knollen mit Gehalt an Hornblende, Biotit, Plagioklas, Zirkon-, Saphirkristallen, Magnetkies- und Magnetitknollen, vielleicht selbst Quarz-Feldspataggregate ansprechen können.

Das spezifische Gewicht der Feldspatbasalte beträgt 2,7–3,3, meist 2,8–2,9.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
1.	56,70	14,55	1,68	10,71	6,91	5,81	0,51	4,12	0,59	0,20	0,88
2.	49,73	18,46	6,95	5,59	10,71	3,99	1,07	3,50	—	—	—
3.	41,01	11,58	12,54	7,60	12,20	8,67	1,45	2,57	1,87	0,48	0,85

1. Dolerit vom Ziegenhals (Vogelsberg). 2. Mittel der Etnalaven 1863–65.
3. Hornblendebasalt von Sparbrod (Rhön).

Die Verwitterung führt zur Bildung von Serpentin aus Olivin, ferner von Kalkspat, Brauneisenstein, Ton. Das Gestein verliert seine schwarze Farbe, wird grau, braun, rot, gelblich, milde (Basaltwacke, Wackenton). Schließlich entsteht ein gelber, brauner bis schwarzer Lehm.

Beauxit ist ein weißliches, gelbliches oder bräunliches Verwitterungsprodukt von Basalt, auch von andern Gesteinen, das hauptsächlich ein Gemenge von Aluminium- und Eisenhydroxyd darstellt. Die Verwitterung hat also bei ihm nicht nach der Aluminiumsilikatbildung (Ton) haltgemacht, ist vielmehr, vielleicht unter Beihilfe von reichlich vorhandener Kohlensäure (CO₂-quellen), bis zur Entstehung des Hydroxyds vorangeschritten.

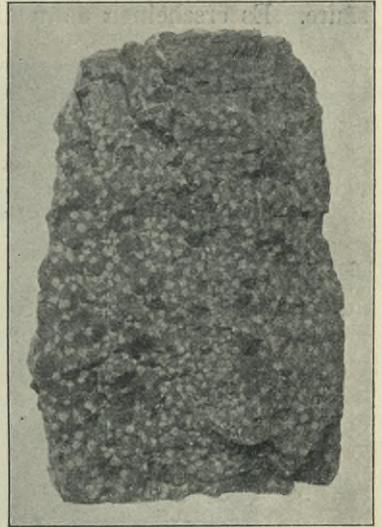


Fig. 271. Basalt mit sog. Sonnenbrand.

Auch die innen frischen Säulen, Kugeln usw. des Basaltes sind meist mit einer helleren (ausgelaugten), meist gelblichen, dünnen oder dickern Verwitterungsschicht umgeben. Manche Basalte erhalten bei der Verwitterung wohl infolge der schnellen Zerstörung eines nephelinartigen Bestandteils zahlreiche, rundliche, helle Flecke (Fig. 271). Sie zerfallen dann leicht (Körnerbasalt). Solche Varietäten, sog. Sonnenbrenner, sind für die Benutzung als Pflastersteine nicht geeignet. Nach Leppla erkennt man derartige Basalte bereits im frischen Zustande durch mehrstündiges Behandeln von Gesteinsplätttern mit warmer Lösung von Ammonkarbonat oder mit warmer Essigsäure. Es erscheinen dann die Flecke.

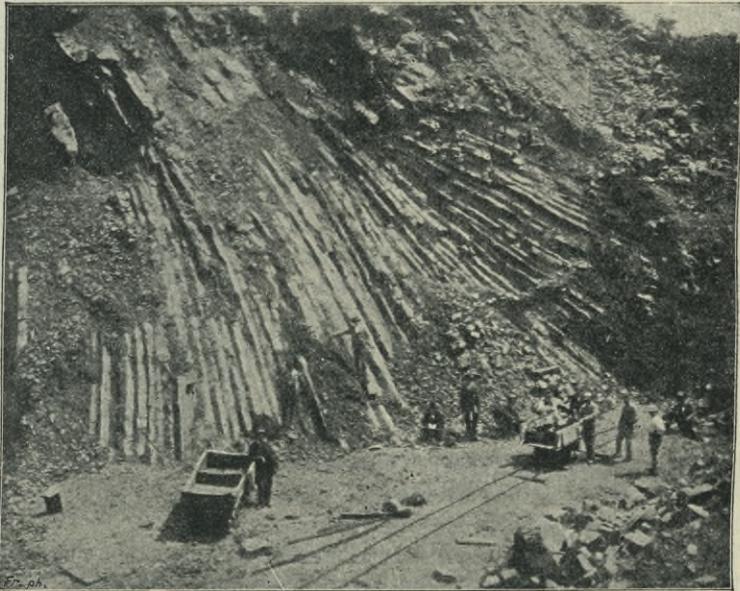


Fig. 272. Säulenförmig abgesonderter Basalt. Bühl am Habichtswalde bei Cassel.
Vgl. auch die Fig. 6 und 7, S. 6; Fig. 11, S. 8; Fig. 62, S. 37; Fig. 64, S. 38;
Fig. 66, S. 39, in denen Vorkommnisse von Basalten dargestellt sind.

Vorkommen. Basalte sind als Vulkane, Kuppen, mächtige Decken, Lavaströme, Gänge (auch Stielgänge und Lagergänge) sehr verbreitet, so im Dekhan, auf den Far-öer, in Island, in der Auvergne usw., in Deutschland in einem breiten Zuge vom Rhein bis nach Schlesien (Eifel, Siebengebirge, Westerwald, Hessen, Thüringen, Sachsen), in Böhmen und andern Orten. Das größte deutsche Basaltgebiet bietet mit 40 Quadratmeilen Grundfläche der hessische Vogelsberg dar, nach Lepsius ehemals wohl ein Vulkan größer als der Etna.

Verwendung. In vielen Anlagen wird Basalt gewonnen und für Prellsteine, Pflastersteine und Steinschlag sowie als Betonmaterial, gelegentlich auch zum Baustein für Hoch-, Brücken-, Hafen- und Festungsbau zubereitet. Die häufige säulige Absonderung des Basaltes begünstigt die Gewinnung. Druckfestigkeit gewöhnlich 1100–3500 kg/qcm. Selbst über 5000 kg/qcm sind beobachtet. Man muß bedenken, daß Struktur und Erhaltungszustand auf diese Zahlen von großem Einfluß sind.

Poröser (schlackiger) Basalt ist von alters her ein geschätzter Baustein. Auch für Pflastersteine und Mühlsteine wird er verwandt. Gegenüber dichtem Basalt haben porige den Vorzug, bei der Abnutzung nicht glatt zu werden, andererseits sind sie als Pflastersteine schwerer rein zu halten als ersterer.

Mancherorts werden Basalttuffe als Baumaterial verwandt, wenn sie genügende Festigkeit aufweisen.

Beauxit verarbeitet man auf Aluminium, verwendet ihn, mit Ton vermengt, auch zu feuerfesten Ziegeln.

Kontakterscheinungen am Basalt. Sie beziehen sich auch auf die sogleich zu erwähnenden nephelin- oder leuzithaltigen Glieder sowie auf die Limburgite und Augitite.

Nicht selten sind von Basalten Sandsteine umschlossen. Es sind letztere dann vielfach prismatisch abgesondert, auch gefrittet oder völlig zu Glas umgeschmolzen. Unter dem Mineralbestande findet man in diesen Sandsteinen häufig Cordierit in sechsseitigen Säulen (Drillingsbildungen rhombischer Individuen). Einzelne Quarzkörner sind gern von einem stacheligen „Augitkranze“ umgeben. Auch Tone sind vielfach von Basalten geschmolzen, hart, splitterig (zu sog. Porzellanjaspis) geworden, Tonschiefer rot gebrannt. Kalksteine sind gelegentlich im Kontakt mit Basalt auf kleine Entfernungen vom Eruptivgestein hin zu Marmor umgeändert. Besondere Berühmtheit wegen der Fülle schöner Mineralien, die in ihnen unter dem Einflusse des Magmas entstanden sind, haben umgeänderte Kalksteineinschlüsse des Vesuv. Sie finden sich als vulkanische Bomben. Viele sind reich an Sanidin (Sanidinbomben), auch an Vesuvian, Biotit usw.

Von technischer Wichtigkeit sind die Umwandlungen, welche gelegentlich Braunkohlen durch Basalte, so z. B. am Meißner, erfahren haben. Am genannten Berge lagert eine noch jetzt 150 m mächtige Basaltplatte (Rest einer Decke) auf einer tonigen Zwischenmasse (Schwühl) und einem 30 m dicken Braunkohlenflötz, das durch den einst feurig flüssigen Basalt bis auf 6 m in Pechkohle umgewandelt ist. Auch die Kohle wird bei solchen Umänderungen oft prismatisch abgesondert, wobei sich die Kohlenstengel senkrecht zur Grenzfläche gegen den Basalt stellen.

Unerfreulich, hinsichtlich der Benutzbarkeit des Brennstoffes, macht sich gelegentlich (so in Schantung) das Durchtrümmern von Steinkohlenflötzen durch Basalt geltend. Die Kohle führt an solchen Stellen viel „Steine“ (Basalt) und verliert ihren Charakter als Flammkohle, da durch die Hitzewirkung des Basaltes eine Entgasung (Verkokung) stattgefunden hat.

Melaphyr. Sein Erhaltungszustand ist meist unfrischer als beim Basalt. Oft stellen sich durch Chloritisierung, auch Uralitisierung des Augits (Uralitporphyrit) oder Serpentinisierung von Olivin grünliche und grünlich schwarze Farben ein.

Man trifft dies Gestein im Karbon und Perm Europas, so im Saar-Nahegebiet, bei Ilfeld im Harz, bei Predazzo in Tirol und an andern Orten.

Diabas.

Mineralbestand. Die charakteristischen Gemengteile des Diabas sind Natronkalkfeldspat und Augit. Daneben erscheint stets Eisenerz (Magnetit oder Titaneisenerz, zuweilen auch Eisenkies) und Apatit. Gelegentlich stellt sich Olivin ein (Olivindiabas). Der Augit ist oft zu Chlorit ganz oder teilweise umgewandelt, ein Vorgang, der wohl auf Thermen zurückzuführen

ist. Daher rührt die grüne Farbe der betreffenden Gesteine. Gelegentlich ist der Augit uralitisiert (Uralitdiabas), so oft bei Ophiten der Pyrenäen. Primäre Hornblende ist selten, ebenso Orthaugit. Zuweilen erscheint etwas Quarz (Quarzdiabas). Bei Epidiabasen (sog. Epidioriten) ist uralitische und aktinolithische Hornblende im Gestein verbreitet, auch im Feldspat vorhanden, welch letzterer zu Epidot, Zoisit usw. verändert ist.

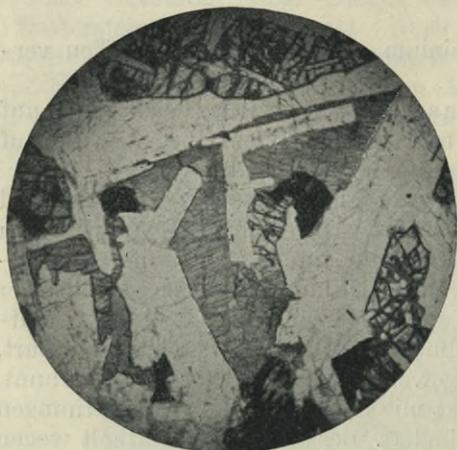


Fig. 273. Olivindiabas von Asby (Schweden). Sperrige Leisten von Plagioklas mit Augitfülle; zerklüftete Körner von Olivin, Erz.

sog. Spiliten fehlen Einsprenglinge, und die Struktur ist vielfach zierlich fluidal, wobei der Feldspat in feinen Nadeln, der Augit in Körnchen erscheint. Bei spilitischer Ausbildung sind die Diabase oft reich an Blasenräumen, und sind dann diese Hohlräume vielfach von Infiltrationen, meist Chlorit und Kalkspat, ausgefüllt (Blatterstein, Mandelstein).

Gelegentlich sind Diabasmassen, besonders randlich, glasig entwickelt. Aus Dalekarlien und Finnland kennt man solche Diabasgläser (Hyalodiabase). Variolitische Diabase sind dichte, grünliche Gesteine mit kleinen, grauen oder violetten, schaligen oder strahligen Kügelchen (Perldiabas).

Durch Dynamometamorphose werden Diabase schieferig, und es entstehen sog. Diabasschiefer, Grünschiefer und chloritische Schiefer.

Diabastuffe sind recht verbreitet. Im gefalteten Gebirge haben sie oft eine plattige Struktur (Schalsteine).

Das spezifische Gewicht der Diabase liegt meist zwischen 2,8 und 3.

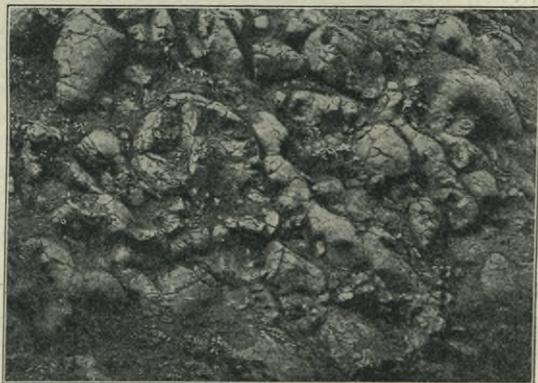


Fig. 274. Diabas-Lavastromoberfläche. Niederscheid, Nassau. Nach R. Brauns.

Beispiele für die chemische Zusammensetzung:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂
1.	47,36	16,79	1,53	7,93	0,44	10,08	6,53	0,84	2,85	3,05	0,51	0,26	0,48
2.	51,22	14,06	4,32	8,73	0,16	8,33	4,42	1,25	2,55	1,28	2,42	0,25	0,19

1. Diabas aus dem Lupbodetal (Harz).

2. Whin Sill-Diabas von Cauldron Snout, Durham (England).

Im gemäßigten Klima unterliegen die Diabase der Verwitterung in starkem Maße. Durch Brauneisensteinbildung verliert sich die grüne Farbe. Schließlich tritt ein Zerfall in Lehm ein, der gewöhnlich ein guter Pflanzennährboden ist.

Vorkommen. Die deutschen Diabase gehören den paläozoischen Schichtenfolgen an, zwischen denen sie Lager und Gänge bilden. Zum Teil sind sie zwischen Sedimente gepreßt (Lagergänge) zum Teil oberflächlich bzw. auf dem Meeresboden ergossen und später von Sedimenten überlagert. In der Hinsicht ist ihr nicht seltenes Zusammenvorkommen mit Radiolarit- (Tiefsee-) Sedimenten interessant. Sehr schöne Erhaltung der Lavoberfläche beobachtete R. Brauns an Diabasen des rheinischen Schiefergebirges (Fig. 274). Die eruptiven und die sedimentären Lagen sind miteinander gefaltet worden, erstere hierbei zuweilen zersplittert, zerquetscht und z. B. in Tonschiefer eingeknetet. Selten trifft man säulige, öfter brotlaibartige Absonderungsformen bei Diabasen an (vgl. Fig. 63 und 65, S. 37 und 38). Gelegentlich findet man vulkanische Diababomben. Die rundliche Absonderungskörper, auch die Bomben, zeigen zuweilen Blasenräume in konzentrischen, rundum verlaufenden Zonen, zum Zeichen dafür, daß die Blasen noch an Ort und Stelle ihrer Ausscheidung in dem zähen Schmelzfluß liegen. Sie stellen gewissermaßen die Gefällflächen der Abkühlung dar.

Verwendung. Diabase werden in vielen Steinbrüchen gewonnen und besonders zu Pflastersteinen und Steinschlag verarbeitet. Als Druckfestigkeit findet man öfter an 2000 kg/qcm, selbst 2600 kg/qcm.

Schalsteine verwendet man zuweilen als Baustein.

Kontakterscheinungen am Diabas. Tonschiefer sind im Kontakt mit Diabas zuweilen zu harten, splitterigen, dichten, öfter grünlichen oder graugelben sog. Adinolen umgewandelt. Auch findet man im Kontaktbereich gelegentlich fleckige und bänderige Schiefer (Spilosite, Desmosite).

Analysen haben dargetan, daß Kontaktmetamorphosen am Diabas zuweilen unter chemischer Veränderung des Nebengesteins sich vollzogen haben, daß also nicht eine einfache Umkristallisation stattgefunden hat. Es handelt sich dann besonders um Zufuhr von Kieselsäure und Natron.

In der Gegend nördlich von Christiania fand Brögger an Olivindiabasen die Kontaktwirkungen ganz denen von Graniten entsprechend, insofern sich hier Andalusithornfelse, ferner sog. Kalksilikathornfelse mit dunklen Glimmern, Granat und Augit entwickelt zeigten. Eine auch technisch bedeutsame Umwandlung haben Diabase an Roteisenerz bei Oberscheld in Nassau hervorgerufen. Dort ist das Erz im Diabaskontakt zu Magneteisenstein verändert.

Pikrite gliedern sich an Olivindiabase an, aus denen sie sich durch Zurücktreten und schließlich Wegfall des Plagioklas ableiten. Sie entsprechen Peridotiten. Ihre charakteristischen Gemengteile sind Augit und Olivin (Serpentin). Biotit, Hornblende sowie rhombischer Augit können sich auch einstellen. Im Schriff erkennt man noch Eisenerz und Apatit. Plagioklas deutet den Übergang zum Diabas an. Die Farbe der Pikrite ist grünlichschwarz bis schwarz.

Bei porphyrischer Struktur heißen diese Gesteine Pikritporphyrit. Pikrite und Pikritporphyrite sind ziemlich häufig mit Diabasen verbunden, so im rheinischen Schiefergebirge, Erzgebirge, in England.

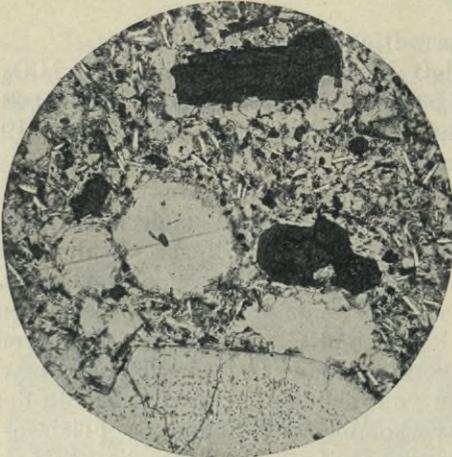


Fig. 275. Leuzittephrit. Tivolato bei Rom.
Rundliche, helle Leuzitdurchschnitte; große, dunkle
Schnitte Augit; helle Leisten Plagioklas; unten Häüyn.

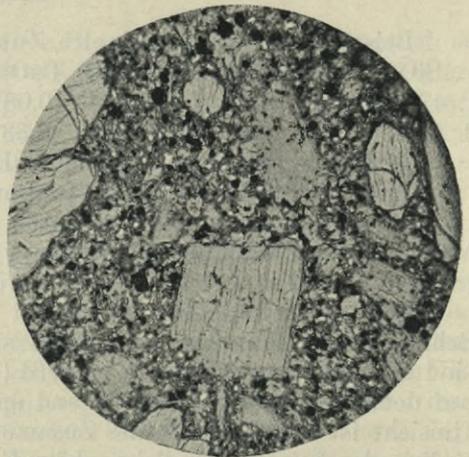


Fig. 276. Nephelinbasalt. Wohlbach bei Adorf (Sachs).
Mitten unten Augit; links und rechts oben Olivin;
helle kleine Durchschnitte Nephelin; Erz dunkel.

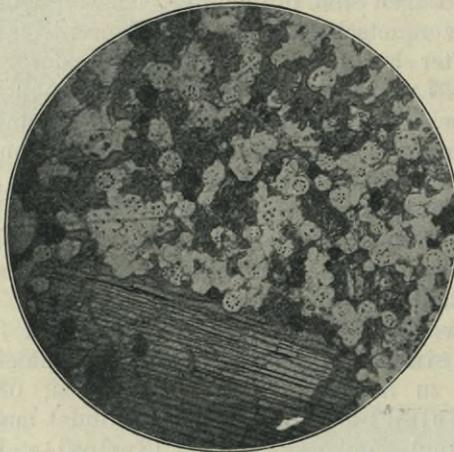


Fig. 277. Leuzitit. Capo di Bove bei Rom.
Unten Augit; sonst rundliche, helle Leuzite (mit Kornkränzchen) und Augit der Grundmasse.

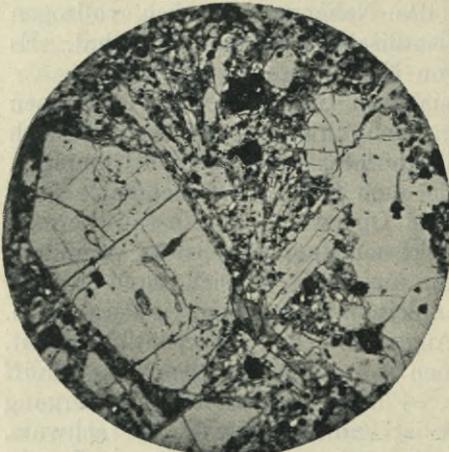


Fig. 278. Melilithbasalt. Hochbohl (Schwäbische Alb).
Links großer Olivin; helle Leisten Melilith;
rechts unten am Olivin Augit; dunkle Erz-
durchschnitte.

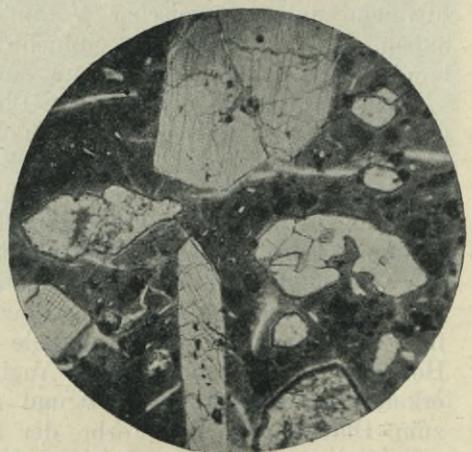


Fig. 279. Limburgit. Sasbach, Kaiserstuhl (Baden).
Oben sowie links unten Augit; Mitte links und rechts
Olivin (auch unten rechts); dunkles Erz im Glas-
untergrunde.

Rest der Basalte.

Es bleibt nun noch ein Rest basaltischer Gesteine zu erwähnen, die durch Nephelin, Melilith oder Leuzit oder durch das Fehlen sowohl von Feldspat als auch von Nephelin, Melilith, Leuzit ausgezeichnet sind.



Fig. 280. Am Vesuv.

1. Nephelintephrit: Plagioklas, Nephelin, Augit. Hierher gehört z. B. die sog. Mülsteinlava, welche bei Niedermendig in der Eifel in unterirdischen Steinbrüchen gewonnen wird. Sonstige Fundorte in der Rhön, im Kaiserstuhl, in Böhmen und viele andre.
2. Nephelinbasanit: Plagioklas, Nephelin, Augit, Olivin. Vorkommen mit Nephelintephriten.
3. Leuzittephrit: Plagioklas, Leuzit, Augit.
4. Leuzitbasanit: Plagioklas, Leuzit, Augit, Olivin.
Der Vesuv liefert solche Leuzitbasanite und Leuzittephrite.
5. Nephelinit: Nephelin, Augit.
6. Nephelinbasalt: Nephelin, Augit, Olivin.
Nephelinbasalte sind z. B. im deutschen Basaltgebiete ziemlich verbreitet und gelegentlich (Katzenbuckel im Odenwald, Meiches in Hessen) mit Nepheliniten verbunden.
7. Leuzitit: Leuzit, Augit.
Die Gegend von Rom ist wegen ihrer Leuzitite petrographisch berühmt.
8. Leuzitbasalt: Leuzit, Augit, Olivin.
Leuzitbasalte kommen z. B. unter den Laven der Eifel nicht selten vor.

9. Melilithbasalt: Melilith, Augit, Olivin.

Die olivinfreie Varietät ist noch nicht bekannt. Die Melilithbasalte sind nicht häufig (Fundorte z. B. bei Görlitz in Schlesien, Hochbohl in Württemberg).

10. Limburgit: Augit, Olivin. Oft glasreich.

Die Gesteine haben ihren Namen nach einem Vorkommen bei Limburg im Kaiserstuhl. Auch in Hessen sind sie verbreitet.

11. Augitit: Augit. Fundorte: bei Tetschen in Böhmen, Grünes Vorgebirge u. a.

Zu den genannten Gemengteilen der Gesteine 1—11 kommen dann noch Magnetit, Apatit, auch wohl Biotit, Glieder der Hauynreihe, Melanit u. a. Die verwandten Glieder gehen ineinander über.

Tuffe sind bei diesen Basalten ebenfalls verbreitet.

Die Benutzung der in Rede stehenden Gesteine ist die nämliche wie bei den Feldspatbasalten.

Nachdem im obigen, Seite 148—186, die wichtigsten Eruptivgesteine erörtert sind, sei im folgenden eine tabellarische Zusammenfassung gegeben, in der für gelegentliches Nachschlagen auch seltenere Typen Aufnahme gefunden haben.

Kalifeldspatgesteine.

Kalifeldspat (daneben der Regel nach etwas Kalknatronfeldspat) mit Glimmer oder Hornblende oder Augit bzw. mit mehreren dieser Gemengteile

		mit Quarz	ohne Quarz
Plutonite		Granit	Syenit
Plutonitporphyre		Granitporphyr	Syenitporphyr
Vulkanite	} alt	Quarzporphyr	Quarzfreier Porphyr
			(Orthoklasporphyr)
Vulkanite	} jung	Liparit	Trachyt

Natronkalifeldspatgesteine.

Natronkalifeldspat mit Biotit oder Augit oder Hornblende bzw. mit mehreren dieser Gemengteile

		mit Quarz	ohne Quarz
Plutonite		Natrongranit	Natronsyenit
Plutonitporphyre		Natrongranitporphyr	Natronsyenitporphyr
Vulkanite	} alt	Quarzkeratophyr	Keratophyr
			Natrontrachyt
Vulkanite	} jung	Natronliparit	

Nephelin- bzw. Leuzitgesteine.

		Mit Kalifeldspat dazu Augit		mit Kalknatronfeldspat dazu Augit oder Hornblende oder Biotit bzw. mehrere dieser Gemengteile		ohne Feldspat mit Augit dazu Hornblende oder Biotit oder Melilith bzw. mehrere dieser Gemengteile	
		Nephelin-gesteine	Leuzit-gesteine	Nephelin-gesteine mit ohne Olivin	Leuzit-gesteine mit ohne Olivin	Nephelin-gesteine mit ohne Olivin	Leuzit-gesteine mit ohne Olivin
Plutonite		Eläolith-syenit	Leuzit-syenit	— Theralith	Som-mait	— Ijolith	Mis-sourit
Plutonitporphyre		—	—	—	—	—	—
Vulkanite	} alt	Eläolithporphyr	Leuzitporphyr	—	—	—	—
		} jung	Phonolith	Leuzit-trachyt	Nephelin-basanit	Nephelin-tephrit	Leuzit-basanit

Anhang. Für Nephelin im Nephelinbasalt Melilith: Melilithbasalt. Basalte ohne Feldspat, Nephelin, Melilith: Limburgit (mit Olivin), Augitit (ohne Olivin).

Kalknatronfeldspatgesteine.

Kalknatronfeldspat. (daneben der Regel nach etwas Kalifeldspat) mit Hornblende oder Biotit oder Augit bzw. mit mehreren dieser Gemengteile

		mit Quarz:	ohne Quarz:
Plutonite		Quarzdiorit	Diorit
Plutonitporphyrite		Quarzdioritporphyrit	Dioritporphyrit
Vulkanite	} alt jung	Quarzporphyrit	Porphyrit
		Dazit	Andesit

Natronkalkfeldspatgesteine.

		Natronkalkfeldspat	
		mit Augit	
			mit Orthaugit
		ohne Olivin	mit Olivin
Plutonite		Gabbro	Olivingabbro
Plutonitporphyrite		Gabbroporphyrit	—
	} alt jung	Diabas	Melaphyr
Vulkanite		Olivinfreier	—
		Feldspatbasalt	Feldspatbasalt
		—	—
		—	—

Olivin-(Serpentin-)Gesteine.

Olivin für sich oder mit Augit (zuweilen Orthaugit) oder Hornblende oder Biotit bzw. mit mehreren dieser Gemengteile

	Plutonit	Peridotit
	Plutonitporphyrit	—
	} alt jung	Pikrit
Vulkanit		—

Anhang. Bei überwiegendem Augit: Pyroxenit bzw. Bronzilit.

Spaltungsgesteine. Schizolithe.

Die Plutonit-Schizolithe haben selten eigene Namen erhalten, so Granulit.

Gang-Schizolithe:

- a) sog. aplitische Gang-Schizolithe: Aplit (Kalifeldspat, auch Plagioklas, Quarz, Muskovit); Bostonit (Alkalifeldspat); Tinguait (Alkalifeldspat, Augit, Nephelin oder Leuzit); Malchit (Plagioklas, Hornblende).
- b) lamprophyrische Gang-Schizolithe: Minette (Kalifeldspat, Biotit, Augit); Vogesit (Kalifeldspat, Hornblende, Augit); Kersantit (Plagioklas, Biotit, Augit); Odinit (Plagioklas, Hornblende, Augit); Monchiquit (Hornblende, Augit, Glas). Alnöit (Hornblende, Augit, Biotit, Olivin, Melilith).

8. Meteoriten.

Über diese im hohen Grade interessanten kosmischen Gesteine sei ein kurzer Überblick gegeben¹⁾.

In chemischer Hinsicht handelt es sich um Stoffe, die auch auf der Erde bekannt sind. Hauptsächlich vertreten sind Fe, Ni, Co, Si, Mg, Ca, Al, Cr, S, P, O, auch C, H, N, Cl und manche andre, z. B. Cu, in Spuren.

Mineralogisch setzen sich die Meteoriten wesentlich zusammen aus gediegen (metallischem) Nickeleisen mit ein wenig Kobalt; Cohenit (Fe, Ni, Co)₃ C, zinnweiße, gelbanlaufende, spröde, stark magnetische Kristalle; Phosphornickeleisen oder Schreibersit (Fe, Ni, Co)₃P (in Nadelform auch Rhabdit genannt), weiße oder weißlich graue, je nach geringem oder größerem Nickelgehalt leichter oder schwieriger anlaufende, sehr spröde, stark magnetische Kristalle, Flitter oder Körner; Troilit (FeS), bronzegelbe bis braune, tropfenartige Knollen, auch Platten, zylindrische Gebilde sowie Körner und Kriställchen; Olivin, Orthaugite, Klinaugite, Plagioklas, Chromit, Glas. An seltenern Sachen seien noch erwähnt Diamant, Graphit, Kohlenwasserstoffe, Daubréelith (FeS. Cr₂S₃), Oldhamit (CaS), Tridymit, Leuzit, Eisenchlorür. Dem allgemeinen Aussehen nach kann man die himmlischen Gesteine sondern in Meteoriten, Pallasite, Mesosiderite, Meteorsteine. Erstere bestehen wesentlich aus Nickeleisen, die Pallasite erscheinen wie ein eiserner Schwamm, dessen Lücken zum Teil oder ganz durch Olivine oder Orthaugite bzw. beiderlei Mineralien ausgefüllt sind. Bei den Mesosideriten ist neben

¹⁾ Ausführliches in E. Cohens Meteoritenkunde.

steinigem Material auch Eisen in Netzform vorhanden, bei den Meteorsteinen tritt Eisen noch mehr zurück, meist bildet es nur Flitter in der steinigen (d. h. silikatischen), vornehmlich aus Olivin, Orthaugiten, auch Klinaugiten, bestehenden, zuweilen Plagioklas führenden

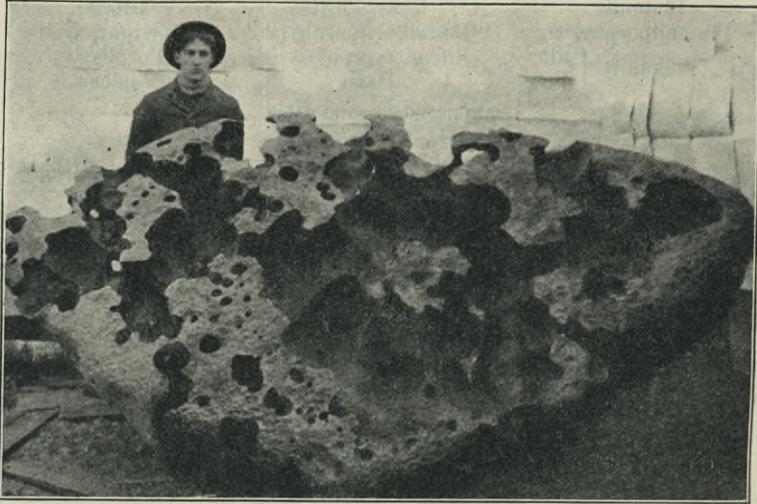


Fig. 281. Meteoreisen von Willamette, Oregon (Nord-Amerika). Nach Ward.

Hauptmasse. Die Meteoreisen zeigen außerordentlich häufig einen Lamellenbau. Er tritt meist vortrefflich auch schon dem bloßen Auge heraus, wenn man Platten poliert und kurze Zeit an der Luft erhitzt (anläßt) oder mit verdünnter Salpetersäure ätzt. Es erscheinen

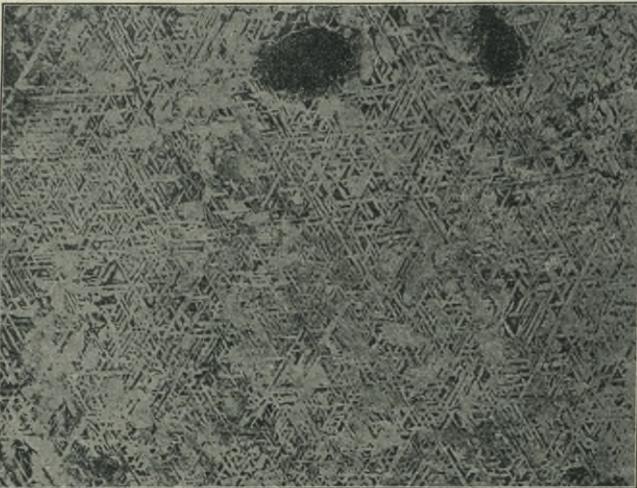


Fig. 282. Meteoreisen von Toluca (Mexiko). Poliert und geätzt: Widmannstättensche Figuren. Oben zwei Troilitknollen. Nach Brauns.

die nach ihrem Entdecker benannten Widmannstättenschen Figuren (Fig. 282 und 287). Die Erklärung dieser hübschen Zeichnungen liegt in der ungleichen Verteilung des Nickelgehalts im Eisen und in der schweren Angreifbarkeit der nickelreicheren Teile gegenüber den nickelärmern. Nickelarm (Ni bis ca. 7%) ist das sog. Balkeneisen (Kamazit), welches die Hauptmasse der Lamellen bildet. Umsäumt wird es durch feine Streifen von

Bandeisen (Taenit). Letzteres ist Ni-reich (ca. 15–30, selbst 48% Ni)¹⁾ und bleibt also auf der geätzten Schlißfläche als schmale, erhabene Leisten zu beiden Seiten des Kamazits stehen. Beim Anlassen färbt sich Kamazit kräftiger als Taenit. Denkt man sich die Struktur körperlich, so hat man die Erscheinung von Kamazitscheiben, die beiderseits mit Taenit belegt (plattiert) sind. Diese aus Kamazitplatten und Taenitbelag bestehenden Scheiben ordnen sich parallel den Flächen des regulären Oktaeders an (Fig. 286). Somit kommt es auf die Lage der Schnittflächen zu diesem Oktaeder an, unter welchem Winkel sich die Balken der Widmannstättenschen Figur im speziellen Falle durchschneiden. Wahrscheinlich stehen die Platten zueinander in Zwillingstellung nach dem Oktaeder. Die Zwischenräume zwischen ihnen werden von dem sog. Fülleisen (Plessit) gebildet, ähnlich wie bei einer ophitischen Textur. Der Plessit steht seinem Nickelgehalt nach zwischen Kamazit und Taenit und ist ein meist feines Gemisch beider. Andre Meteoreisen, so das 1847 bei Braunau in Böhmen gefallene, entbehren des Schalenbaus. Das genannte Eisen ist ein bis auf zarte Zwillinglamellen (Neumannsche Linien) einheitliches Individuum, das sich durchgehend nach dem Würfel (Hexaeder) spalten läßt; bei einigen

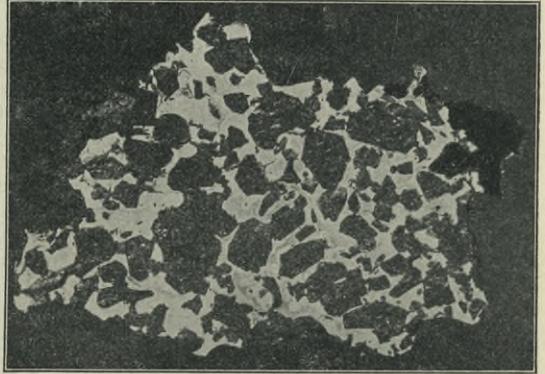


Fig. 283. Mesosiderit von Brahin (Gouv. Minsk, Rußland). Nিকেলেisen hell.

Meteoriten sind verschiedene solcher Individuen nebeneinander mit bloßem Auge zu sehen, wie das übrigens auch bei den oben erwähnten oktaedrischen Eisen vorkommt. Wieder andre sind makroskopisch dicht und dabei nicht durchgehend hexaedrisch spaltbar, also jedenfalls aus ungleich orientierten, sehr kleinen Individuen zusammengesetzt. In den Meteoreisen findet sich oft Troilit, ferner treten Schreibersit, Daubrélith, Cohenit, auch Graphit und sehr selten Diamant auf, letzterer z. B. im Eisen von Cañon Diablo, Arizona.

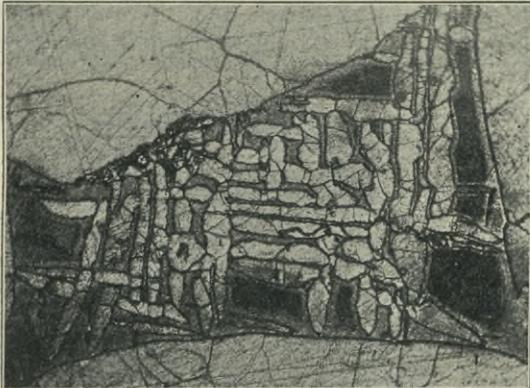


Fig. 284. Plessit zwischen Kamazitbalken. Vergr. ca. 1:75. El Inca-Meteoreisen, Chile.

Zur Unterscheidung von Nিকেলেisen einerseits und Schreibersit sowie Cohenit andererseits sei auf die Geschwindigkeit des erstern, die Härte und Sprödigkeit letzterer hingewiesen. (Probe mit der Reißnadel, Fig. 127, S. 61.) In Kupferchlorid-Chlorammon ist Cohenit wie Nিকেলেisen löslich, Schreibersit nur wenig.

Bezüglich der chemischen Zusammensetzung der Meteoreisen sei vermerkt, daß viele unter 6,5% Ni enthalten. Sie bestehen allein aus Kamazit (Kamazit-Siderite) und sind z. T. aus einem einheitlichen Korn mit durchgehender Würfelspaltbarkeit (oder mehreren) aufgebaut (Kamazit-Hexaedrite) oder oktaedrisch-schalig (Kamazit-Oktaedrite) oder dicht (dichte Kamazit-Siderite). Stellt sich außer Kamazit Taenit ein, so wird der Ni-Gehalt höher (beobachtet 6,5 bis 17, selbst 26%). Bei oktaedrischer Struktur findet man dann Plessit neben Kamazit (Kamazit-Plessit-Siderite). Manche dichten Meteoreisen

¹⁾ Ungleichem Nickelgehalt wohl hauptsächlich durch beigemengtem Kamazit. Die Namen Kamazit und Taenit hat man auf alle Ni-armen bzw. Ni-reichen Eisennickelmischungen der Meteoreisen übertragen auch wenn keine Balken bzw. Bänder im Schnitt vorliegen.

rechnen gleichfalls zu solchen Ni-reichern Eisen. Ausnahmsweise werden Gehalte an Nickel von etwa 35% gefunden, einmal sind 62% Nickel festgestellt.

Die Meteorsteine, deren aufbauende Hauptminerale bereits oben genannt sind, haben vielfach eine Art Tuffstruktur; größere und kleinere, heile und zerbrochene Kristalle liegen durcheinander. Besonders auffallend sind wechselnd große, meist aber sehr kleine bis hirsekorngroße, graue Kügelchen, Chondren genannt. Zum Teil sind es einheitliche,

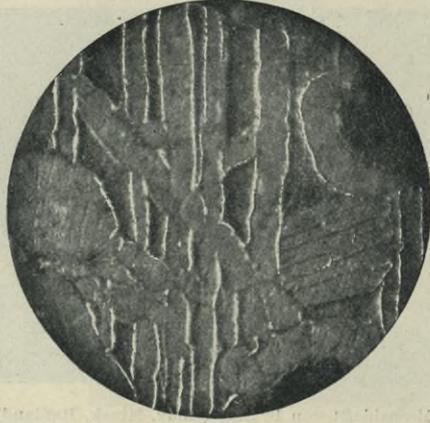


Fig. 285. Kamazit mit Taenit im Pallasit von Rittersgrün (Sachsen).

runde, durch Glaslamellen gefächerte Olivinkristalle, andere bestehen in porphyrischer Entwicklung aus großen und kleinen Olivinen oder nur aus Olivinrus. Oft lassen sich die Chondren als Bronzit erkennen, und dann haben sie meist exzentrisch stängelige oder faserige Struktur (Fig. 289). Häufig sind die Chondren aus Olivin und Bronzit gemischt aufgebaut. Außer dem chondritischen Gefüge findet man bei Meteorsteinen auch die körnige, die ophitische und porphyrische Textur.

Tektite sind Glasmeteoriten, ebenso die schwärzlich-grünen, oberflächlich narbigen Moldavite, welche in diluvialen oder tertiären Ablagerungen von Böhmen, Mähren, S.-O.-Asien, Australien gefunden sind. Das Glas kennzeichnet sich durch großen Gehalt an Tonerde und hohe Erweichungstemperatur.

Die überraschende Erscheinung der in Rede stehenden himmlischen Gäste kündigt sich besonders nachts durch Lichterscheinungen, im übrigen auch durch Geräusche (Knall,

Donner) an. Das Meteor kommt mit planetarischer Geschwindigkeit in die Erdatmosphäre, wird durch Reibung an der Luft und durch Zusammenpressen letzterer zum Glühen erhitzt, verringert seine Geschwindigkeit beim Eindringen in das schützende Luftpolster unsers Planeten wie es scheint bis zum Stillstand und stürzt auf die Erde. Dieser Vorgang erklärt das Äußere der Meteoriten. Innerlich kalt, außen schnell bis zum Glühen erhitzt, zersprangen sie oft infolge von Spannungen. Die eisernen Meteore oxydierten sich beim Fluge in der Luft an der Oberfläche, und sie, aber besonders die Meteorsteine, bedeckten sich mit einer Schmelzrinde, die als später festgewordene schwarze Haut die Stücke überzieht, gleich wie auch die Bruchstücke bzw. schalige Vertiefungen, die durch das Herausspringen kleinerer Teile entstanden. Bei dem schnellen Fluge und entsprechender Reibung wurde die Schmelzmasse nach hinten gedrängt, wohl auch nach rückwärts schweifartig fortgeblasen. Auf die Weise erklären sich die Verrundung der Stirnseite, die striemige, rillige Oberfläche, Wülste und andre Erscheinungen bezüglich der Form von Meteorsteinen, auch von Eisen.

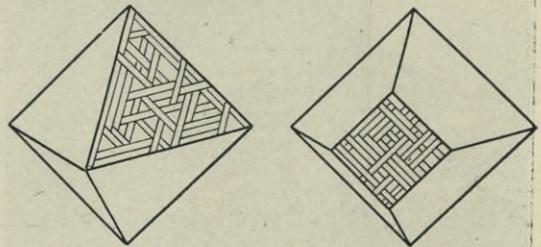


Fig. 286. Schema des oktaedrischen Aufbaus von Meteoreisen. Nach Tschermak.

Berwerth wies nach, daß durch nachträgliche Erhitzung, wie sie von den Findern von Meteoreisen zwecks Verwendung der Eisenmassen wohl oft vorgekommen ist, sich das Gefüge der Eisen verändert. Der Kamazit erhält eine flimmerige Körnelung mit Martensitgefüge (Mohr). Taenit wandert aus Plessitfeldern aus und lagert sich an das Bandedisen (Sammelkristallisation). Manche dichten Eisen mögen ursprünglich oktaedrisch oder hexaedrisch gewesen sein.

Der Ursprung der Meteore ist zweifelhaft. Man hält sie wohl für die Bruchstücke von Planeten, die durch Zusammenprall zertrümmert wurden oder durch innere Spannungen zersprangen; andererseits für Auswürflinge außerirdischer Vulkane auf kleinen Sternen, deren Anziehungskraft nicht genügte, die Wurfkraft der vulkanischen Explosion zu überwinden. Im System der irdischen Petrographie würde man die Meteorsteine zu

den vulkanischen Massen stellen. Doch würden sie vor allem wegen ihrer häufigen chondritisch-sphärolithischen Struktur eine besondere Stellung einnehmen. Die Chondren scheinen erstarrte Schmelztröpfchen zu sein, die vielleicht dadurch entstanden, daß Meteorsteine, die aus gröbern Kristallen und feinerem, mehr pulverigen Material

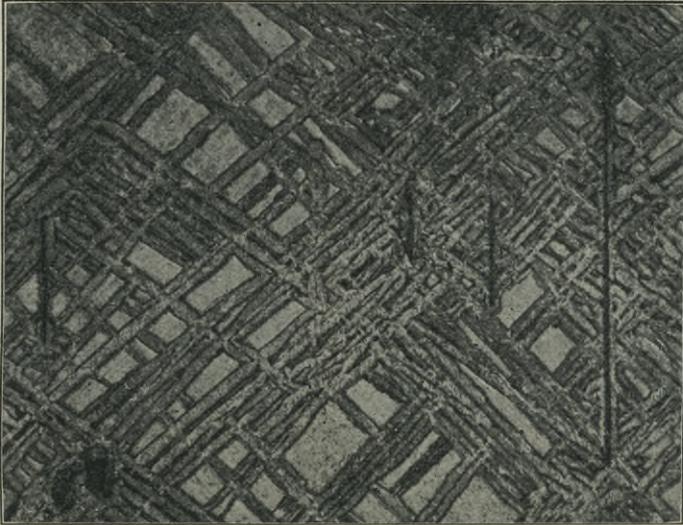


Fig. 287. Kamazit-Plessit-Siderit von Jewell Hill (Nord-Carolina, Nord-Amerika). Poliert und geätzt: Widmanstättenische Figuren. Troilitlamellen (dunkle Einschnitte). Die Widmanstättenische Figuren setzen an den (ältern) Troilitlamellen ab.

zusammengesetzt waren, auf ihrem Wege um die Sonne, wie Berwerth hervorhob, in deren Nähe stark erhitzt wurden; dabei ballten sich die durch und durch schmelzenden staubförmigen Massen innerhalb der gröber gebauten nur sinternden Teile zu flüssigen Kügelchen zusammen und erstarrten zu Chondren. Künstliche Tropfen, aus Olivin oder Bronzit hergestellt, werden ganz ähnlich fest. Die Meteorsteine sind durch Übergänge mit den Meteorsteinen verknüpft und ihnen also auch in der Entstehung verwandt.

Faßt man die Meteoriten als Material eines zertrümmerten Planeten auf, so dürften die (schweren) Meteorsteine dessen Innere stammen und die Meteorsteine Proben der durch Oxydation verschlackten Planetenkruste sein. In dem Sinne wäre eine Ähnlichkeit z. B. mit den Verhältnissen im Puddelofen vorhanden, dessen Eisenbad gleichfalls durch Oxydation (und zwar von Si, Mn,

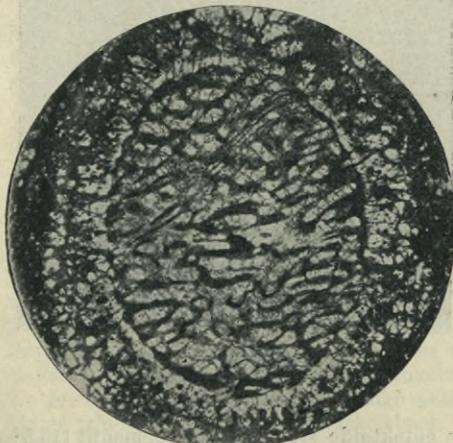


Fig. 288. Olivinchondre im Meteorstein von Mezö Madaras (Siebenbürgen). Nach Tschermak.

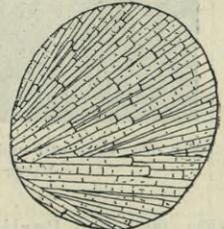


Fig. 289. Bronzitchondre.

Fe des Roheisens) über sich eine silikatische Schlacke bildet. Die ungezängte, schlackenreiche Lupe ist stofflich und im Gefüge Mesosideriten vergleichbar, die Schlacke den Meteorsteinen chemisch ähnlich.

Auch unsere Erde wird als ein Stern angesehen, der im einstigen noch feurigflüssigen Zustande des Materials der jetzigen Lithosphäre oberflächlich silikatisch verschlackte. Ihr Kern mag, wie schon S. 1 vermerkt ist, aus gediegen Eisen bestehen.

Anhang Ein Vergleich des Meteoreisens mit dem künstlich hergestellten Eisen ist insbesondere für den Techniker von Interesse.

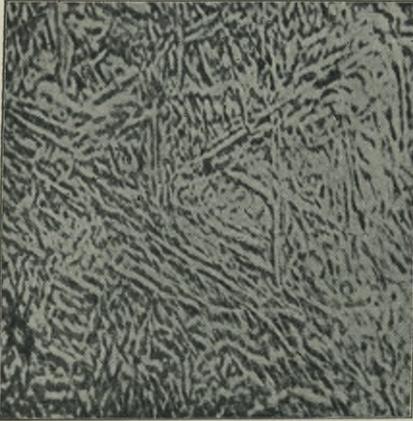


Fig. 290. Martensit mit Oktaederstruktur
Nach Osmond. Vergr. 1:1000.

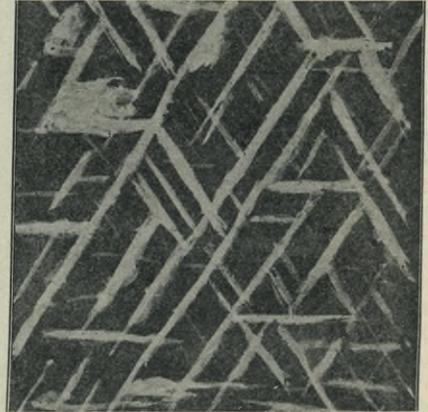


Fig. 291. Ferrit (hell) mit Oktaederstruktur und
Perlit (dunkel) als Fülle in technischem Eisen.
Nach Osmond. Vergr. 1:85.

Bekanntermaßen kennt man beim technischen Eisen an Bestandteilen hauptsächlich folgende. Ferrit Fe. Sein polyedrisches Marmorgefüge erinnert an mikroskopisch körnige, sein gelegentlicher oktaedrischer Aufbau an die oktaedrischen Meteoreisen. Carboferrit enthält C bzw. Fe_3C in fester Lösung; als sog. Martensit (Fig. 290) hat er gleichfalls Oktaedergefüge. Cementit ist Fe_3C , also der Cohenit des Meteoreisens

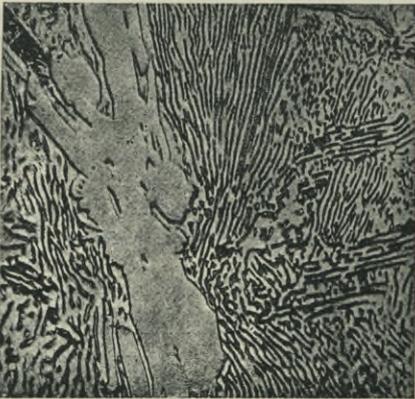


Fig. 292. Cementit und Perlit. Nach Osmond.
Vergr. 1:1000.

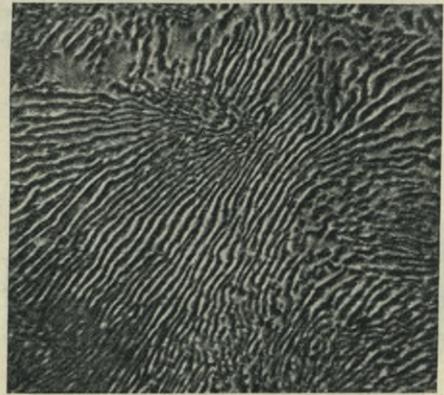


Fig. 293. Perlit. Nach Osmond.
Vergr. 1:1000.

(Fig. 292), und Perlit (Fig. 292 und 293) ist das eutektoide Gemisch von Cementit (13,5%) und Ferrit (86,5%) das ganz an den Aufbau mancher Plessite anklängt. Auch tritt der Perlit gelegentlich, ähnlich dem Plessit, als intersertale (ophitische) Fülle zwischen oktaedrischem Ferrit auf (Fig. 291). Graphit sowie Diamant findet man gelegentlich im Meteoreisen wie im technischen Eisen, ebenso Eisenphosphid Fe_3P und das Sulfid FeS . Manche künstlichen Eisen werden mit Nickel ausgestattet. Ihre Struktur ist polyedrisch oder martensitisch. Eine Differenzierung nach Art der Widmansstätten'schen Figuren, also

einen Zerfall in Kamazit und Taenit, hat man bislang beim technischen Eisen nicht beobachtet. Das läßt vermuten, daß außerordentlich lange Abkühlungszeiten für die

Herausbildung der meteorischen Kamazit-Taenit-Plessit-Struktur nötig sind.

Die mannigfachen Differenzierungen (Umstehungsvorgänge) im festen künstlichen Eisen lassen es im übrigen sehr wohl möglich erscheinen, daß die Oktaederstruktur der Meteorisen auch erst im festen Zustande erfolgt ist. Jedenfalls ist der Aufbau aus Kamazit und Plessit bei Temperaturen unter 1000–1300° entstanden, denn beim Erhitzen auf diese Höhe wird Plessit bereits zerstört. Das Eisen bleibt dabei fest. Die großen, runden Troilite sind aus dem Schmelzfuß ausgeschieden, in dem sie nach Art einer Emulsion Tropfen bildeten; deren Gestalt

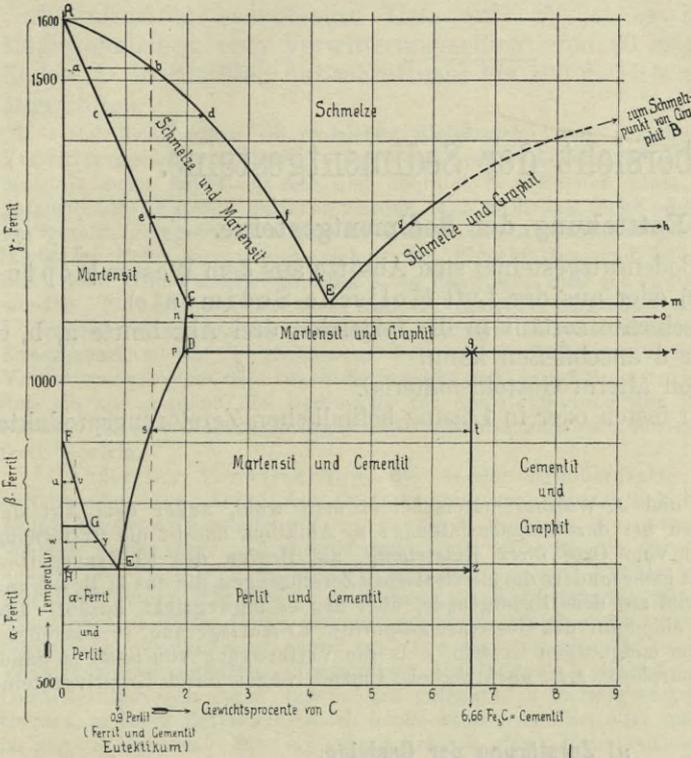


Fig. 294.

behielten sie bei. Die Kamazitlamellen setzen an den großen Troiliten ab (Fig. 287), sind also jünger als diese.

Ein Erstarrungs- und Entmischungsdiagramm des technischen Eisens so wie ein entsprechendes Schema für Meteorisen sind in den Fig. 294 und 295 gegeben. Die Schemata sind sehr leicht zu deuten, wenn man erwägt, daß die Ordinaten die Temperatur, die Abszissen die Zusammensetzung angeben. Verfolgt man die Differenzierung eines bestimmten Eisens beim Erkalten, so ist nur nötig, einen Punkt auf derjenigen Vertikalen nach unten laufen zu lassen, welche die Zusammensetzung angibt. Die Doppelpfeile in den Feldern, in welche der darstellende Punkt auf seinem Wege eintaucht, geben die jeweilige Entmischung an. Einige gestrichelte Linien sind als Beispiele eingezeichnet. So bedeutet in Fig. 294 Pfeil *cd* Entmischung in Martensit (der Zusammensetzung *c*) und in Schmelzrest *d*, *st* eine Sonderung in Cementit *t* und Martensit *s*, in Fig. 295 unten links *cd* Entmischung in Kamazit *c* und festen Lösungsrest *d*; auf *HI* (welche Linie zwei Felder unten abgrenzt) findet Zerfall in Kamazit *H* und Taenit *I* statt. *B* und *F* in Fig. 295 entsprechen einer chemischen Verbindung Ni₂Fe, die als tellurischer Awaruit bekannt ist. Die genauere Lage

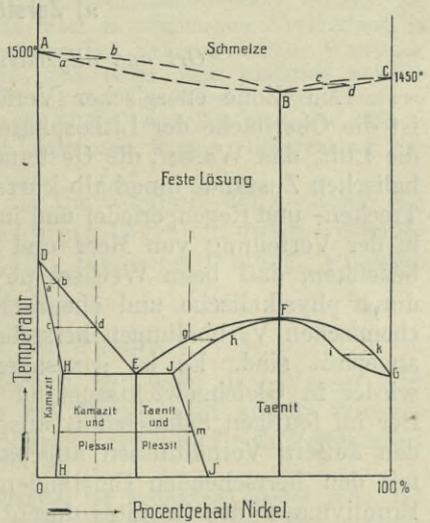


Fig. 295.

der Linien und Punkte in Fig. 295 muß noch erforscht werden. Der Höchstgehalt an Ni + Co im Kamazit (Punkt *H*) scheint knapp 7% zu sein. Wie es beim technischen Eisen häufig vorkommt, ist im übrigen gelegentlich auch beim Meteoreisen, wohl infolge zu schneller Erkaltung, eine Entmischung unterblieben (metastabile Zustände).

X. Übersicht der Sedimentgesteine.

1. Entstehung der Sedimentgesteine.

Die Sedimente (Bodensatzgesteine) sind Absätze aus dem Wasser (neptunische Sedimente) oder aus der Luft (äolische Sedimente).

Ihre Bildungsgeschichte zerfällt in die folgenden drei Abschnitte a, b, c, denen sich ein vierter d anschließen kann.

- a) Zerstörung von älterm Gesteinsmaterial.
- b) Transport der festen oder in Lösung befindlichen Zerstörungsprodukte.
- c) Ablagerung.
- d) Diagenese.

Mit v. Richthofen und J. Walther unterscheidet man wohl, außer dem Akt der Zerstörung, an Vorgängen bei der Sedimentbildung: a) Ablation, das ist die Entfernung der Zerstörungsprodukte vom Orte ihrer Entstehung, als Beginn des b) Transportes. c) Korrasion. Sie umfaßt insbesondere die mechanischen Zerstörungen, die das in Bewegung befindliche Gesteinsmaterial auf dem Untergrunde, über den es hinwegzieht, ausübt. Die Korrasion schafft mithin eine Spur des Gesteintransportes. d) Auflagerung, e) Diagenese, d. i. die Umwandlung zum endgültigen Gestein, z. B. die Verfestigung von Sand zu Sandstein. f) eventuell Metamorphose, z. B. nachträgliche Umänderungen durch Eruptivgesteine oder Gebirgsdruck.

a) Zerstörung der Gesteine.

Ort und allgemeiner Verlauf der Zerstörung.

Eine Zone energischer Veränderung von Gesteinsmaterial in der Erde ist die Oberfläche der Lithosphäre; hier stoßen sehr verschiedenartige Körper, die Luft, das Wasser, die Gesteine, aneinander. Es wechseln hier die physikalischen Zustände innerhalb kurzer Zeit (Tag und Nacht, Sommer und Winter, Trocken- und Regenperiode) und im Verlaufe geologischer Perioden (Änderungen in der Verteilung von Meer und Land, Klima-Umschlag.) Dabei ist nun zu bedenken, daß beim Wechsel physikalischer Verhältnisse sich in der Natur durch physikalische und chemische Umänderungen diejenigen Zustände bzw. chemischen Verbindungen herstellen, die den geänderten äußern Verhältnissen angepaßt sind. Es ist sozusagen das Bestreben vorhanden, das Material wieder in Gleichgewichtszustand mit den äußern Verhältnissen zu setzen. Der im feurigen Schmelzfluß ausgeschiedene Feldspat war bei seiner Bildung den äußern Verhältnissen angepaßt, sonst wäre er nicht entstanden. Er ist mit den herrschenden Umständen nicht mehr im Gleichgewicht, wenn die Eruptivmasse des Granites durch die Verwitterung aus der Erdkruste herauspräpariert wird und der Feldspat mit Agentien wie Wasser bzw. mit den im Wasser gelösten Stoffen, wie Kohlensäure, und mit Luft bei gewöhnlicher Temperatur zusammenkommt. Es bildet sich dann eine unter den obwaltenden Umständen stabile Verbindung, z. B. Kaolin oder Muskovit.

Unter der erwähnten Umänderungszone, die wie ein Mantel oder Schleier die Hauptmasse der Lithosphäre bedeckt, findet man frischeres und schließlich anscheinend durchaus unversehrtes Gestein. Gelegentlich tritt es aber erst in verhältnismäßig bedeutender Tiefe auf. So ist es in den Tropen nichts Ungewöhnliches, eine Verwitterungsschicht von 20 m und größerer Dicke zu finden, ja in Brasilien hat man Gneiß bis 120 m Tiefe vollständig umgeändert angetroffen.

Bei der Anlage oberirdischer Steinbrüche und sonstiger Tagebaue spielt loses Verwitterungsmaterial, welches das feste Gestein überlagert, eine sehr wichtige Rolle. Es muß als meist unbrauchbares und überdies den Betrieb sonst leicht durch Rutschungen gefährdendes Material entfernt werden, was natürlich mehr oder minder reichlich Kosten verursacht, gelegentlich sogar die Anlage des Aufschlusses geradezu verbietet. Ähnlich lästig ist tiefer Verwitterungsschutt bei Einschnitten und bei der Errichtung schwerer Bauwerke. Die Fundamentierung kann dann eine sehr schwierige und kostspielige Arbeit werden. Zu bedenken ist auch, daß im Verwitterungsschutt stehende Mauern aus ihm Lösungen aufsaugen, die zerstörend auf die Baumaterialien wirken können. Beim Fundamentieren auf „gewachsenem“ Fels tritt derartige weit mehr zurück. Macht so die Verwitterungskurve dem Ingenieur manche Schwierigkeiten, so ist andererseits zu bedenken, daß sie als „Boden“ die Bedingung für die Bekleidung der Erdoberfläche mit höhern Pflanzen ist und deshalb in land- und forstwirtschaftlicher Beziehung wichtiger ist als das feste Gestein.

Außer der Verwitterung, die an der Erdoberfläche beginnt und nach unten fortschreitet, kommt bei der Gesteinszerstörung eine örtlich beschränktere, nämlich an Eruptionsgebiete gebundene Zersetzung in Betracht, die unter dem Einfluß von heißem Wasser, Kohlensäure und andern Gasen sich vollzieht, die aus den erstarrenden Schmelzflüssen der Tiefe sich entwickeln und auf Spalten, Klüften und Poren der Gesteine, gelegentlich als Thermen¹⁾ und Gas- (so Kohlensäure)quellen bis zur Erdoberfläche emporsteigen. Unter ihrem Einfluß verändern sich Gesteine, welche von solchen Agentien durchtränkt werden, weitgehend um. Die Zersetzungsprodukte sind zum Teil gleich den Verwitterungserzeugnissen (Tonbildung), teils haben sie Besonderheiten (s. Propylitisierung). Derartige Erscheinungen lassen sich gelegentlich in Bergwerken, z. B. bei Schemnitz in Ungarn, in ihrer Entstehung noch beobachten, zuweilen auch auf der Erdoberfläche, z. B. in sog. Solfataren. Sie schließen sich an die „Kontaktmetamorphosen“ (S. 163) an. Schließlich darf man vermuten, daß die Gesteine wohl in allgemeiner Verbreitung in tiefern Regionen der Erde eine allmähliche aber zum Teil tief eingreifende Wandlung erfahren (Regionalmetamorphose). Sie wird sich unter dem Einflusse höherer Temperatur, bedeutenden Druckes und durch Einwirkung von Wasser bzw. Lösungen vollziehen, die durch Entgasung des Erdinnern sich bilden, zum Teil vielleicht auch in Tiefenzonen hinabgesickert sind und lösend und umsetzend wirken (Besprechung der Regionalmetamorphose im Abschnitt XI).

In folgendem ist zunächst besonders die Umwandlung der Gesteine auf der Erdoberfläche ins Auge gefaßt. Die wichtigsten Agentien dieser Gesteinszerstörung sind Wasser, Eis, bewegte Luft, Sonnenbestrahlung, Pflanzen und Tiere.

Zerstörende Wirkungen des Wassers.

Die Hauptarbeit bei der Gesteinszerstörung übt wohl das Wasser aus. Durch Verdunsten der oberflächlichen Teile des Meeres und anderer Wasseransammlungen wird es als Dampf der Atmosphäre beigemischt²⁾; es kondensiert

¹⁾ Mit E. Sueß nennt man das als Regen fallende, im Erdboden einsickernde und wandernde Wasser vadoses Wasser, hingegen das aus den Schmelzflüssen entweichende vorher also noch nicht auf der Erdoberfläche gewesen Wasser, das sich gewissermaßen erst ansammelt, den großen Kreislauf anzutreten, juveniles Wasser.

²⁾ Auf größern Wasserflächen bei Marseille hat man die jährliche Verdunstung zu 2300 mm gemessen, bei London zu 650 mm, am Amu Darja im Sommer monatlich zu 500 mm. Die Luft vermag an Wasserdampf im Kubikmeter zu lösen bei — 20° C 1,06 g;

sich zu Wolken, wenn die Lösungsfähigkeit der Luft durch Temperaturerniedrigung, sei es durch Aufsteigen (an Gebirgen) in kältere Höhen oder durch Vermischen mit kühlerer Luft, überschritten ist und fällt als Nebel, Tau, Regen bzw. Reif, Hagel oder Schnee herab, eine großartige von der Sonnenenergie in Betrieb gesetzte Destillier- und Kondensationsanlage, bei der jährlich über 1000 Kubikmeilen Wasser verdunstet und wieder verdichtet werden. Man nimmt an, daß in unserm Klima, bei einer mittlern jährlichen Regenhöhe in Deutschland von 660 mm¹⁾, etwa $\frac{1}{3}$ des Niederschlags verdunstet, $\frac{1}{3}$ abfließt und den Bächen und Flüssen und somit dem Meere unmittelbar wieder zugeführt wird, $\frac{1}{3}$ in den Erdboden einsickert. Letztere Wassermenge sinkt bis zu einer undurchlässigen Schicht, bildet hier Grundwasseransammlungen oder zirkuliert auf schräg verlaufenden, wassertragenden



Fig. 296. Lösungsformen auf Gips. Osterode (Harz).

Gesteinsflächen in sog. Grundwasserströmen langsam in mehr oder minder großer, natürlich sehr wechselnder Tiefe und kommt zum Teil in Quellen wieder zutage.

Nach der Meinung mancher Forscher spielt eine wesentliche Rolle bei der Bildung des Grundwassers der Niederschlag aus der Luft, welche dampfbeladen in den Erdboden gedrungen ist, ferner auch juveniles (aus tiefern Erdzonen heraufkommendes) Wasser.

Lösende Wirkung des Wassers. Beim Zusammentreffen des Wassers mit Gesteinen (sei es gleich bei der Regenberieselung der Erdoberfläche oder bei der Wanderung der Wassermassen in Bach und Fluß

0° 4,88 g; 10° 9,37 g; 20° 17,18 g; 30° 30,13 g; 40° 50,77 g; 50° 82,40 g. Bei hoher Wärme wird also für den Grad sehr viel mehr Wasser aufgenommen (natürlich bei Abkühlung auch abgegeben) als bei niedern Temperaturen. Daher sind Tropenregen sehr ergiebig.

¹⁾ In historischer Zeit ist also auf Deutschland eine Wasserschicht von insgesamt über 1000 m Tiefe ausgeschüttet. Die höchste Regenmenge (14200 mm) ist am Südfuße des Himalaya bei Cherrapoonje beobachtet. Die größte Regenhöhe in Europa hat Crkvice bei Cattaro (1050 m über dem Meere), nämlich 4630 mm.

bzw. auf unterirdischen Spalten und Klüften, sei es am Strande und Boden des Meeres und von Seen) wirkt es vielerorts lösend ein, so z. B. auf Kalkstein, Gips, Anhydrit, Steinsalz. In 10 000 Teilen Wasser lösen sich bei gewöhnlicher Temperatur etwa 0,3 Teile Kalziumkarbonat, 25 Teile Anhydrit oder Gips, in 100 Teilen Wasser 36 Teile Kochsalz.

Eine Vermehrung der Lösungsfähigkeit erfährt das Wasser im allgemeinen durch Erhöhung seiner Wärme, was sich bei seinem Einsickern in tiefere Zonen der Erde vollzieht. Es kommt dies um so mehr in Betracht, als das Wasser infolge gesteigerten Druckes in der Erdtiefe auch über 100° erhitzt werden kann, ohne in Dampf überzugehen.

Gesteigerter Druck vergrößert ebenfalls im allgemeinen, allerdings wenig, das Vermögen des Wassers, Stoffe zu lösen. Als Beispiel sei nach Sorby erwähnt, daß Chlornatrium in Wasser bei einer Druckerhöhung von 100 Atmosphären eine Löslichkeitsvermehrung von 0,42 % des ursprünglichen Betrages erfährt.

Bezüglich des Kalksteins und anderer Karbonate kommt besonders in Betracht, daß Kohlensäure, die von Wasser aus der Luft, auch im Boden aufgenommen wird, die Lösungsfähigkeit des Wassers steigert. Während 10000 Teile kohlensäurefreien Wassers nur 0,3 Teile Kalziumkarbonat in sich aufnehmen, löst kohlensäurehaltiges 10—12 Teile auf, und zwar nimmt man an, daß sich dabei sog. Bikarbonat ($\text{CaO} \cdot 2\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} = \text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2$ bildet¹⁾).

Im übrigen ist zu vermerken, daß die Löslichkeit von Salzen sich verschieden stellt, wenn das wässerige Lösungsmittel rein ist oder bereits andre Salze enthält. Je nach der Art der letztern wird die Lösungsfähigkeit des Wassers für ein bestimmtes Salz erhöht oder beeinträchtigt. So ist 1 Gips in 420 Teilen Wasser löslich, an gesättigter Kochsalzlösung sind aber für 1 Gips nur 122 Teile zur Lösung nötig. Die Löslichkeit von Gips in Chlornatriumlauge ist also bedeutend größer als die in reinem Wasser. Andererseits wird Gips von gesättigter Magnesiumsulfatlösung fast gar nicht angegriffen. Die

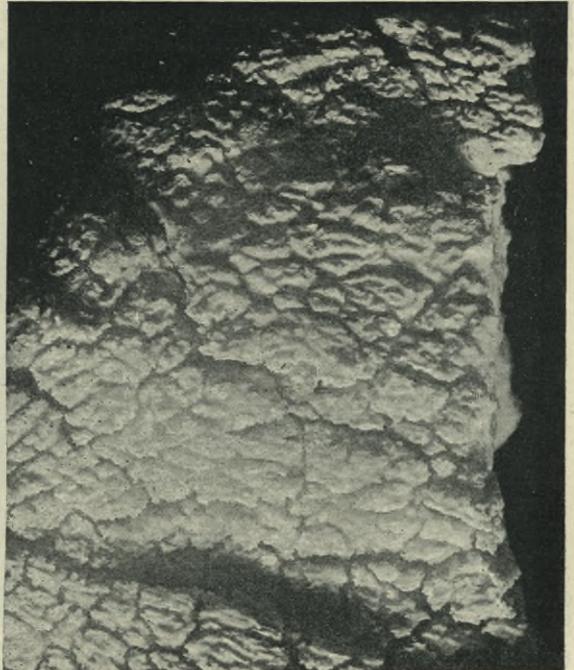


Fig. 297. Lösungsformen auf Gips; natürliche Größe.

¹⁾ Ein schnell auszuführender, lehrreicher Vorlesungsversuch bezüglich der bedeutenden Löslichkeit von Kalziumkarbonat in kohlensäurehaltigem Wasser besteht darin, CaCO_3 durch Einleiten von CO_2 in Kalkwasser auszufällen und durch fortgesetzte Zufuhr von Kohlensäure die Trübe wieder in klare Lösung zu verwandeln. Durch Kochen der Lösung wird aus ihr CO_2 wieder ausgetrieben und CaCO_3 abermals gefällt.

Löslichkeit von Kalziumkarbonat in kohlenensäurehaltigem Wasser wird erhöht durch Salmiak, Sulfate von Natrium oder Magnesium, vermindert durch Karbonate von Baryum und Magnesium¹⁾.

Bedenkt man, daß immer von neuem seit undenklich langen Zeiten Regenmengen niederfallen und beim oberflächlichen Abfließen bzw. nach dem Einsickern auf unterirdischen Wanderungen lösend wirken, so lernt man die großartigen Ergebnisse solcher Vorgänge verstehen. Es lösen sich Gesteinstückchen und schließlich ganze Gebirge im Wasser auf. Die Oberflächenbeschaffenheit vieler Gipse, Kalksteine und Dolomite läßt unmittelbar solche Lösungsvorgänge erkennen. Es bilden sich auf ihnen launenhaft gestaltete Zacken und Kämme, dazwischen Gräben, Schlöte (Orgeln) usw. aus, entsprechend der ungleichen Verteilung des Lösungsmittels auf der Oberfläche und der



Fig. 298. Kalksteinoberfläche unter dem Abraam bei der Anlage eines Steinbruches bloßgelegt. Diez (Lahntal).

etwaigen verschiedenen Angreifbarkeit des Materials an den wechselnden Stellen. In kleinen Verhältnissen zeigen derartiges die Abbildungen (Fig. 296 und 297). In den sog. Karrenfeldern oder Schratten der Kalkalpen, einem Gewirre von 1–2, ja bis 15 m tiefen Rillen usw., liegt das nämliche in größerm Maßstabe vor, ebenso in den Dolinen des Karst. Es sind das trichterförmige Einsenkungen, auf deren Grunde man den Lösungsrückstand (terra rossa) findet. Es sind Lösungslandschaften. Ein ausgezeichnetes Beispiel für riesige Lösungsvorgänge liegt in der Schwäbischen Alb vor. Wandert man von Stuttgart nach Süden, so taucht alsbald die steile, weiße Wand der Alb mit schroffem Abfall, malerischen Zacken, Spornen und vorlagernden,

¹⁾ Eine strenge Gesetzmäßigkeit bezüglich der Löslichkeitsveränderung von Salzen in Wasser bei Gegenwart anderer gelöster Stoffe ist noch nicht erkannt. Im allgemeinen läßt sich sagen, daß die Löslichkeit eines Salzes bei Gegenwart eines zweiten mit einem gemeinschaftlichen Ion zurückgedrängt wird. Bei CaSO_4 ist das also der Fall, wenn z. B. SO_4 bereits in dem Lösungsmittel (etwa durch Auflösung von MgSO_4) vorhanden ist. Ausnahmen sind z. B. Kaliumsulfat in Wasser mit Schwefelsäure, ferner Kalziumkarbonat in Wasser mit Kohlenensäure. In beiden Fällen nimmt die Löslichkeit zu.

Bemerkung. Auf der Verminderung der Lösungsfähigkeit von Wasser durch in ihm aufgelöstes Salz beruht die Anwendung von Chlormagnesiumlauge, wenn es darauf ankommt, bei Bohrungen auf Steinsalz bzw. auf Kalium-Magnesiumsalze unversehrte Bohrerkerne zu gewinnen. Das zur Kühlung und Schlammfernung sonst verwandte Bohrwasser wird dann durch passende Bohrlauge ersetzt. Chlorkalium z. B. löst sich in ca. dreißigprozentiger Chlormagnesiumlauge bei 10° mit nur 1,9%, in reinem Wasser mit 24%.

burggekrönten Kegelbergen auf. Auch sie sind Lösungsformen. Ehemals reichte die Alb nach Branca sicherlich bis in die Stuttgarter Gegend, also an 25 km weiter nördlich. (Vgl. Fig. 1, S. 3.) Ihr Rand ist im Zurückschreiten begriffen.

Markzeichen für die lösende Tätigkeit des Wassers auf seinem Wege in der Erdkruste sind auch die Erdfälle und Höhlen. Erdfälle sind rundliche oder längliche, gelegentlich zum Teil oder ganz mit Wasser gefüllte Versenkungsbecken (Fig. 299): Einstürze über unterirdischen Hohlräumen, deren Decke nicht mehr Stand hielt. Es ist leicht verständlich, daß Erdfälle gelegentlich reihenförmig liegen. Ihre Anordnung entspricht dann der Erstreckung einer



Fig. 299. Erdfälle in Gips. Osterode (Harz).

höhlenartig sich hinziehenden Auswaschung, wie sie ja vielerorts in Kalk- und Gipsgebieten aufgeschlossen sind¹⁾. So ist die Schwäbische Alb mit zahllosen Erdfällen bedeckt und von vielen Höhlen durchzogen. Beim Mansfelder Bergbau hat man zahlreiche „Schlotten“ aufgefunden. Einzelne Höhlen hat man sehr weit verfolgen können; die größte unter den bekannten ist die Mammothöhle in Kentucky, die mit all ihren abzweigenden Gängen eine Gesamtlänge von 220 km haben soll.

Vielorts vollzieht das Wasser Lösungen unter Hinterlassung von Rückständen. Ist der lösliche Bestandteil eines Gesteins im Verhältnis zum Rückstand gering, so spricht man von Auslaugung, so bei der Auflösung von feinverteiltem Kalkspat in kalkigen Sandsteinen oder Dolomiten, die durch diesen Lösungsprozeß porös werden, aber oft den Zusammenhalt noch bewahren. Ein wichtiger Vorgang dieser Art ist die Entkalkung des Löß, der dadurch zu Lößlehm (Leimen) wird, ebenso die oberflächliche Kalk-

¹⁾ Nicht alle Hohlräume in Kalkstein sind Lösungsformen. J. Walther macht darauf aufmerksam, daß in rezenten Korallenriffen oft ursprüngliche Lücken vorhanden sind, die sich durch das schirmförmige Wachstum mancher Korallen erklären. So mögen denn auch manche Höhlen in Rifffalken ursprüngliche Hohlräume sein.

auslaugung des in Norddeutschland sehr verbreiteten sog. Geschiebemergels. Von großer Bedeutung ist in der Hinsicht der Salzgehalt in marinen Gesteinen, die ihrer Entstehung aus dem Salzwasser gemäß salzhaltig sind bzw. waren. Solche Gesteine werden durch zirkulierende Gewässer allmählich ausgelaugt, entsalzt.

Vielfach bildet andererseits der lösliche Bestandteil eines Gesteins die Hauptmasse. Bei seiner Fortführung zerfällt dann das Material. So ist es bei kalkreichen Dolomiten; sie stellen nach der Auslaugung des Kalkspats eine „Dolomitasche“ vor; ähnlich bei Kalksteinen, die etwas Ton enthalten. Letzterer widersteht der lösenden Tätigkeit, bildet einen Rückstand und häuft sich, falls er nicht von den rinnenden Gewässern fortgeschwemmt wird, an. Z. B. findet man in den Kesseln des Karstes einen roten Ton (terra rossa), der als Lösungsrückstand anzusehen ist. Auch ein Teil des sog. Höhlenlehms ist das Überbleibsel einer Kalk- bzw. Gipsauflösung. In den Ozark-Bergen in Missouri lagert eine an 40 m dicke Tonlage, die als Rückstand der Auflösung einer 800 m mächtigen dolomitischen Schichtenfolge gedeutet wird. Entsprechend sind thüringische Ockerablagerungen aus eisenschüssigem Kalkstein durch Karbonatauslaugung entstanden.

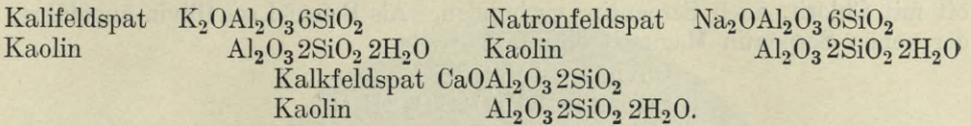
Chemische Umsetzungen durch Wasser und Lösungen. Ein weites Gebiet der Gesteinsveränderung und -zerstörung eröffnet sich im Hinblick darauf, daß das Wasser als solches und als Träger in ihm gelöster Stoffe chemische Umsetzungen mit festen Substanzen herbeiführt. Unterstützt wird es hierbei durch erhöhte Wärme, die es beim Aufsteigen aus großer Tiefe mit sich bringt. Es kommen bezüglich solcher Umsetzungen von Stoffen, die im Wasser gelöst sind, besonders in Betracht Kohlensäure, Sauerstoff, Karbonate von Alkalien sowie von Kalzium, Magnesium, Eisen, Mangan, Chloride, Sulfate, Silikate, organische Salze und Säuren¹⁾. Die Art der Umsetzungen läßt sich einmal bei der Untersuchung der mehr oder minder veränderten, verwitterten bzw. zersetzten (S. 195) Gesteine erkennen und andererseits durch Analyse der Lösungen, die als Quellen der Lithosphäre entströmen.

Nach den Mineralneubildungen, die sich in den veränderten Gesteinen vollzogen haben, kann man hauptsächlich folgende Vorgänge unterscheiden. Es ist beachtenswert, daß bei den meisten eine Wasseraufnahme (Hydratisierung) zu verzeichnen ist.

Kaolinbildung (Tonbildung) und Muskovitbildung. Der in der Porzellanindustrie unentbehrliche, weiße, reine Kaolin sowie die unansehnlichen, grauen, blaugrauen, gelblichen usw. Tone, die sich in riesigen Ablagerungen vorfinden und bekanntermaßen in außerordentlich großen Mengen in technischen Betrieben gebraucht werden, sind durch Umsetzung von Gesteinsbestandteilen, und zwar hauptsächlich aus Feldspat, entstanden (Fig. 300), sei es durch langsame Verwitterung in der Nähe der Erdoberfläche oder, wie es bei manchen Erzgängen zu sehen ist, durch schnellere Zersetzung unter dem Einfluß vulkanischer Thermen. Feldspat ist ein Kaliumaluminiumsilikat bzw. Kalziumnatriumaluminiumsilikat, Ton ein wasserhaltiges Aluminiumsilikat. Es ist hiernach und im Hinblick auf die untenstehenden Formeln verständlich,

¹⁾ Bereits das Regenwasser ist nicht chemisch rein. Es enthält stets Sauerstoff, Spuren von Ozon, Stickstoff, Kohlensäure, meist kleine Mengen von Salpetersäure, Ammonitrat, Chlornatrium, Natriumsulfat, Kalksalze und organische Stoffe.

wie durch Einwirkung der Kohlensäure im Wasser, unter Fortführung des K oder des Na und Ca als Karbonat sowie eines Teiles von SiO_2 und unter Zutritt von Wasser Ton entsteht.



Der Zusammenhalt der Feldspate und damit des Gesteins wird durch diese Umwandlungen verringert. Es zerfällt, und die feinen Tonteilchen können vom Wasser fortgeführt werden.

Bleibt ein Teil vom Kalium des Feldspats erhalten, so entsteht heller Glimmer (Muskovit). Hierher ist auch zu rechnen die Serizitisierung, die Bildung eines milden, dichten, grünlich oder gelblich weiß seidenglänzenden Kaliglimmers. Sie stellt sich oft ein in Feldspatgesteinen, die durch Gebirgsdruck innerlich zertrümmert sind, so in Quarzporphyren, Porphyrtuffen und Graniten. Übrigens verwandeln sich Albit und Mischfeldspate, auch andre Mineralien, gleichfalls in Serizit um.

Gewissermaßen als Weiterführung der Kaolinisierung erscheint die Lateritbildung. Unter Laterit versteht man durch Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd lebhaft rot oder gelb gefärbte Verwitterungsprodukte der Tropen, von denen manche aus Tonerdehydrat und Eisenoxydhydrat bestehen, andre aber toniger Natur sind, also Kaolinisierungen darstellen. Vielleicht ist bei den Tonerdehydrat-Lateriten die Verwitterung über die Aluminiumsilikatbildung durch

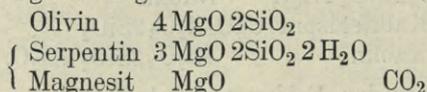
Beihilfe reichlicher Mengen Kohlensäure, wie sie in tropischen Gegenden bei der schnellen Pflanzenverwesung vorkommen können, hinausgegangen; es hat sich, da Aluminiumkarbonat nicht beständig ist, das Hydrat gebildet. Rote Farbe spricht für mangelnde Einwirkung von Humussäuren, welche letztere Eisenoxyd in Lösung mit sich nehmen, wie man an der Bleichung von Gesteinen in Mooren sehen kann. Eine dem Laterit entsprechende Erscheinung in Europa ist wohl die Beauxitbildung. Beauxit ist gleichfalls wesentlich durch Eisenoxydhydrat verunreinigtes Tonerdehydrat und findet sich z. B. im Vogelsberg als Umänderungsprodukt von Basalt. Vielleicht haben bei seiner Entstehung kohlenensäurehaltige Quellen mitgeholfen.

Chlorit-, Serpentin- und Talkbildung. Es handelt sich hierbei um die Umwandlung von Fe- und Mg-haltigen silikatischen Mineralien, wie z. B. der weitverbreiteten, tonerdehaltigen Augite, Hornblenden, dunklen Glimmer, die chloritisiert werden bzw. um tonerdefreie Substanzen wie gewisse Augite, Hornblenden sowie hauptsächlich Olivin, die Serpentin liefern (Tafel II). Talk entsteht aus einer großen Anzahl von Mineralien, wie Pseudomorphen



Fig. 300. Kaolinbildung aus Feldspat.
Granitporphyr, Rochesson (Vogesen).
Kaolintuffen in den Feldspateinsprenglingen.
Der unangreifbare Quarz (oben) bleibt klar.

(Umwandlungen unter Erhaltung der Kristallgestalt) beweisen, so aus Olivin, Augit, Hornblende, auch aus Granat, Feldspat, Karbonaten, selbst aus Quarz, durch jedenfalls zum Teil sehr verwickelte chemische Umsetzungen. Talk ist oft mit Chlorit, auch Serpentin, verbunden. Als Beispiel sei Olivin angeführt, der neben Serpentin Magnesit ergibt.



Der Serpentin kann dann noch weiter in MgCO_3 und Opal (SiO_2 mit H_2O) zerfallen.

Epidotbildung. Sehr verschiedene Silikate, so Feldspate, Biotite, Augite, Hornblendes, bilden durch entsprechende Umsetzungen mit Lösungen Epidot, d. i. wasserhaltiges Silikat von Ca, Al, Fe; es ist leicht verständlich, wie z. B. ein Kalknatronfeldspat unter dem Einfluß eisenführender Lösungen, die ihren Gehalt an Fe etwa einer Augitzerstörung verdanken, zu Epidot umgesetzt wird.

Zeolithbildung. Zeolithe sind wasserhaltige Silikate von Aluminium (ausgenommen der an Al und Alkali freie Apophyllit) und von alkalischen Erden (Ca, Ba) sowie von Alkalien (Na, K). Sie entstehen aus Nephelin, Melilith, Leuzit und Sodalithmineralien. Sehr verbreitet ist in Gesteinen z. B. die Bildung von faserigem Natrolith ($\text{Na}_2\text{O Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Man findet diesen und andre oft sehr schön kristallisierte Zeolithe, wie Analzim, Heulandit, Desmin, auch als Absätze an den Wänden von Blasenräumen eruptiver Gesteine, z. B. in Phonolith, Basalt sowie auf Erzgängen, wo sie wohl aus Thermalwassern abgeschieden sind. Gelegentlich sind sie zu tonartigen Substanzen verwandelt. In der Ackererde sollen Umsetzungen durch Zeolithe eine bedeutende chemische Rolle besonders insofern spielen, als letztere ihren Ca-Gehalt gegen das K wandernder Lösungen austauschen und somit für die Pflanzen aufspeichern.

Verkieselung, Silifizierung. Viele Verwitterungsvorgänge an Silikaten, z. B. die Kaolinisierung, liefern Kieselsäure, SiO_2 , die fortgeführt und andersorts als Quarz, Chalzedon oder Opal ($\text{SiO}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$) abgesetzt wird. Es sei an dieser Stelle besonders auf die kieselsäurehaltigen, heißen Quellen vulkanischer Gegenden und ihre Sinterabsätze hingewiesen und auf die Opalisierungen, die an solchen Orten die Eruptivgesteine, wie Andesite, oft erfahren. Weiterhin findet man frühere Kalksteine, z. B. von Verwerfungsspalten aus, auf denen das Wasser wandert, von Kieselsäure auf weite Strecken förmlich durchtränkt also verkieselt, auch ganz entsprechend Sandsteine mit einst kalkigem Bindemittel unter Verdrängung des Karbonats zu kieseligen Sandsteinen umgewandelt. Andernorts werden solche Kieselsubstanzen in den Lücken zwischen den Körnern lockerer Massen (Sande) als Kieselfülle abgesetzt, so daß auf die Weise sich feste Sandsteine bilden.

Karbonatbildung (Bildung von Kalkspat, Magnesit, Dolomit), **Bildung von Eisen- und Manganerzen** sowie von Galmei. Viele Kalzium, Magnesium oder Eisen enthaltende Silikate liefern durch Umsetzung mit kohlenensäurehaltigem Wasser entsprechende Karbonate, die in Lösung gehen, häufig schon im ausgelaugten Gestein selbst bzw. in der Nachbarschaft abgesetzt werden, gelegentlich aber auch weit fortgeführt werden. Manche Eruptivgesteine brausen beim Betupfen mit Salzsäure auf infolge Gehaltes an

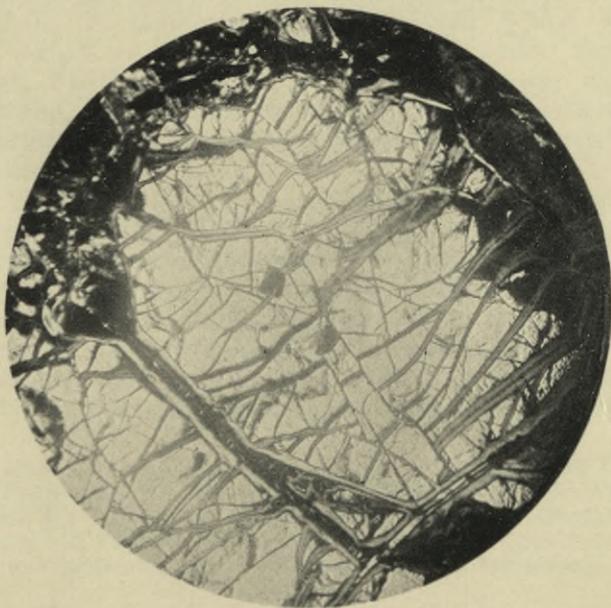
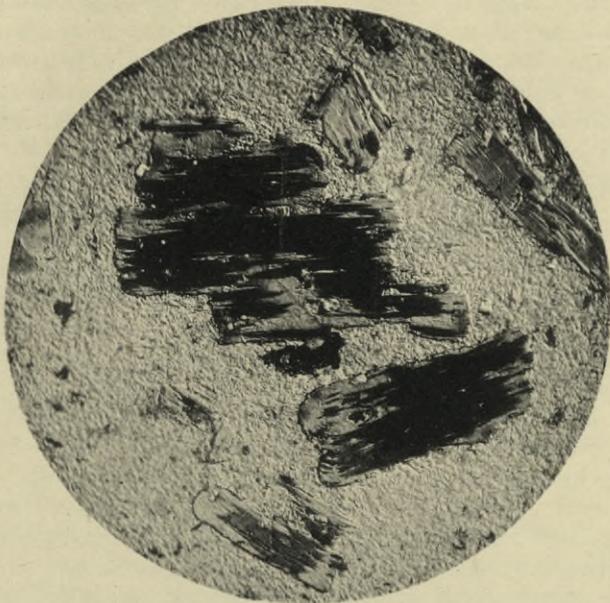


Fig. 1. Bildung von Chlorit aus Biotit in Granitporphyr von Rochesson, Vogesen

Fig. 2. Bildung von Serpentin aus Olivin in Pikrit von Tringenstein, Nassau

Kalziumkarbonat, zum Zeichen entsprechender Verwitterung, was bei technischen Verwendungen zu berücksichtigen ist.

Es ist nun von großer Bedeutung, daß in Kalkkarbonatgesteinen unter dem Einfluß von Lösungen die Magnesium, Eisen, Mangan, Zink u. a. enthalten sich ein mehr oder minder vollständiger Austausch von Kalzium gegen die erwähnten Elemente vollzieht, wobei indes öfter die entstandenen Karbonate einer weitem Veränderung unterliegen. Auf die Weise sind aus Kalkstein (CaCO_3) als technisch oft sehr wichtige Lagerstätten entstanden Dolomit ($\text{MgCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$, oft mit überschießendem CaCO_3); Eisenspat (FeCO_3) bzw. Roteisenstein (Fe_2O_3) oder Brauneisenstein ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), Manganspat (MnCO_3) bzw. Manganoxyde und Hydroxyde (z. B. sog. Braunstein [MnO_2]) sowie Zinkkarbonat (ZnCO_3 , Galmei zum Teil). Es rechnen hierher z. B. Eisenerzlagerstätten im Harz, im Nassauischen, das große Manganerzvorkommen bei Gießen, Galmeilagerstätten von Altenberg bei Aachen, die alle aus devonischen Kalksteinen hervorgegangen sind.

Erzverwitterung. Bildung des „eisernen Hutes“ von Erzlagerstätten. Wo Erzlagerstätten zutage treten bzw. der Oberfläche der festen Erde, dem Hauptschauplatz der Verwitterung, nahe liegen, sind sie oft sehr weitgehend verändert. Es macht sich hierbei ganz besonders der Eisengehalt von Erzen durch die auffällige Bildung von Brauneisenerz ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) geltend, so bei der Verwitterung von Spateisenstein (FeCO_3), Eisenkies (FeS_2), Kupferkies ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$); in letztem Falle kann sich der Cu-gehalt des Erzes durch Bildung z. B. von Malachit ($\text{Cu}_2[\text{OH}]_2\text{CO}_3$) merklich machen¹⁾.

In Gesteinen oder im Boden fein verteilte Erze werden durch Verwitterungseinflüsse stark umgeändert. Vor allem wichtig ist die Umwandlung von Eisenkies bzw. Markasit (FeS_2), der unter dem Einfluß von Sauerstoff und Wasser Ferrosulfat (Eisenvitriol) und Schwefelsäure bildet: $\text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O} + 7\text{O} = \text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$. FeSO_4 geht weiter über in Ferrisulfat: $2\text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{O} = \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{O}$. In Berührung mit Karbonaten bilden sich Sulfate: $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Gips) + CO_2 oder $\text{FeSO}_4 + \text{CaCO}_3 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{FeCO}_3$. Das FeCO_3 wandelt sich in Fe_2O_3 (Roteisenstein) oder $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (Brauneisenstein) um. Für den landwirtschaftlichen Betrieb wichtig ist, daß freie Schwefelsäure und Eisenvitriol im Boden starke Pflanzengifte sind.

Einfache Wasseraufnahme. (Hydratisierung.) Sie kommt bei der Umwandlung von Anhydrit (CaSO_4) in Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) vor, eine Wässerung, die sich in großem Maßstabe in der Natur vorfindet, mit starker Volumenvermehrung verbunden ist und deshalb etwaige Lagen zu „Schlangengips“ zusammenschiebt (Quellfaltung) (Fig. 301, S. 204). Manche Gipsvorkommnisse sind nur Schalen um Anhydritkerne. Man macht dann bei Steinbruchanlagen die Erfahrung, daß sich der Gips nach dem Berginnern allmählich verliert und der für die Mörtelherstellung nicht brauchbare Anhydrit schließlich allein erscheint.

Solche und ähnliche Vorgänge, wie die Entstehung von Brauneisenstein ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) aus Roteisenstein (Fe_2O_3) und alle die weiter oben angeführten, mit Wasseraufnahme verbundenen Prozesse der Bildung von Kaolin, Chlorit usw. legen allmählich mehr und mehr Wasser sozusagen fest, entziehen es dem Kreislauf (Verdunsten, Niederschlag, Abfließen bzw. Einsickern und Wiederzutagetreten, Rücktransport zum Meere usw.), den es sonst

¹⁾ Ausführliches über diese für Bergingenieure sehr bedeutsamen Erscheinungen z. B. in R. Beck, Lehre v. d. Erzlagerstätten oder Stelzner-Bergeat, Erzlagerstätten.

in vielfacher Wiederholung einschlägt. Ein Teil des Wassers wird also in der Erdkruste gewissermaßen versteinert, d. h. zur Bildung wasserhaltiger Mineralien verbraucht. In übermäßig weitem Ausblick ist wohl gelegentlich auf ein schließliches vollständiges Verschwinden des Wassers auf der Erde hingewiesen und unsern Planeten der wasserlose Zustand des Mondes vorausgesagt. Hierbei ist natürlich zu bedenken, daß durch Umänderungen wasserhaltiger Mineralien, z. B. durch die Auflösung des Gipses in Wasser, wieder Wasser frei wird und daß durch die Entgasung der Schmelzflüsse große Mengen „juvenilen“ Wassers entstehen.

Die oben angeführten Verwitterungs- und Zersetzungs Vorgänge spielen sich oft nicht rein, sondern in Verbindung miteinander ab. Es ergeben sich

dann verwickelte Umsetzungen von zum Teil aber auch charakteristischem Gepräge. Von solchen seien folgende erwähnt.

Propylitisierung und Grünsteinbildung. Es handelt sich einmal um Zersetzungen in der Nachbarschaft von Erzgängen. Typisch sind die Verhältnisse in Ungarn, wo Andesite in der Nachbarschaft von Golderzgängen offenbar unter Einwirkung der erzabsetzenden Thermen zu „Propylit“ umgewandelt sind. Die im frischen Zustande dunklen Andesite erscheinen grün; außer Erzen findet man in ihnen mancherlei wasserhaltige Mineralien, wie Chlorit, Kaolin, Serizit u. a. Verwandt, aber nicht auf Gangnähe beschränkt, ist die Grünsteinbildung, die man bei Diabasen, Porphyriten und andern basischen Eruptiven findet.



Fig. 301. Schlangengips. Osterode (Harz).

Die grüne Farbe erklärt sich durch Veränderung des Augits zu Chlorit; der Feldspat wird serizitisiert; es erscheint Kalkspat, auch Eisenkies.

Die Saussuritisierung betrifft kieselsäureärmere Plagioklase basischer Eruptivgesteine, besonders von Gabbro. Die Feldspate bleiben dabei hart, erscheinen feinstkörnig oder dicht, zähe und zeigen grauweiße oder grünlichweiße Farben. Das entstandene Aggregat enthält außer etwaigen Plagioklasresten besonders Zoisit (bzw. Epidot) oder Granat, auch Quarz, Strahlstein, Muskovit u. a. Augite werden bei diesem Prozesse zuweilen in Hornblende (Uralit) verwandelt.

Wie erwähnt vervollständigen die Analysenergebnisse der Lösungen, die der Lithosphäre entströmen, das Bild, welches man sich auf Grund der Verwitterungs- und Zersetzungserscheinungen der Gesteine von der umsetzenden Tätigkeit des zirkulierenden Wassers bzw. der wässrigen Lösungen machen kann.

Schwierig zu sagen ist es natürlich, welche gelösten Stoffe bereits dem juvenilen Wasser innewohnten, und welche Bestandteile hinzukamen beim Durchpaß der Thermen durch die Gesteine infolge chemischer Umsetzungen und einfacher Auflösung¹⁾. Juveniles Wasser kann sich natürlich mit Tagewasser mischen. In andern Fällen kann man insbesondere aus niedriger Temperatur erschließen, daß man es lediglich mit Oberflächenwasser zu tun hat, wobei dann oft ein Zusammenhang zwischen der Zusammensetzung der Gewässer und der Gesteine, in denen sie gewandert sind, erkannt wird. In Kalkgebenden enthält das Wasser reichlich Kalziumkarbonat, Kalziumsulfat in Gipsgebenden, Chlornatrium, wo Steinsalzlager angefressen wurden usw.

Es ist indes hierbei zu bedenken, daß die Angreifbarkeit der verschiedenen Mineralien durch Wasser und Lösungen sehr wechselnd ist und das Mengenverhältnis der chemischen Elemente im Gestein und in der aus ihm abgeleiteten Lösung sehr verschieden sein kann. So fand Dittrich bei den Analysen einer bei Heiligkreuz im Odenwald in Granit entspringenden Quelle das Verhältnis von gelöstem $\text{CaO}:\text{MgO} = 3,5:1$ und $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}:0,2:1$, in dem frischen Gestein hingegen $\text{CaO}:\text{MgO} = 1,2:1$ und $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}:1:1$. Es ist also im Verhältnis weit mehr CaO als MgO und mehr Na_2O als K_2O ausgelaugt.

Besonders reichliche Untersuchungen liegen vor bezüglich der Zusammensetzung von heilsamen Quellen. Sie enthalten Na , K , Li , NH_4 , Ca , Sr , Ba , Mg , Fe , Mn , Al , Cl , Br , J , SO_4 , BO_2 , PO_4 , AsO_4 , SiO_2 , H_2S , NO_3 , CO_2 , organische Substanzen, also alle wesentlichen Stoffe, die bei Gesteinen in Betracht kommen. Auch sind manche seltenen Elemente in Quellwasser nachgewiesen. Sei in der Hinsicht auch auf die Radioaktivität vieler Quellen hingewiesen.

In Flüssen herrscht unter den gelösten Stoffen im allgemeinen das Kalziumkarbonat. Ihm an Menge am nächsten steht Kalziumsulfat, dann kommen Chlornatrium, Magnesiumsulfat, Magnesiumkarbonat, Kieselsäure. Indes richtet sich das natürlich nach den Gesteinsarten im Flußgebiet²⁾.

1) Der bei der Magmenstarrung übrig bleibende wässrige Rest, das juvenile Wasser, wird alle Elemente, wenn auch z. T. in sehr geringen Mengen, in Lösung haben, die überhaupt im ursprünglichen Magma enthalten waren, da die Löslichkeit der Bestandteile im noch flüssigen Teile des Schmelzflusses, also auch im wässrigen Rest, nicht gänzlich gleich Null sein wird.

2) Man nennt ein Wasser hart, wenn es reich an Erdalkalien, z. B. Ca , ist. Weiches Wasser ist arm daran. (Härtegrad je 1 mg CaO bzw. äquivalente Menge von MgO in 100 ccm Wasser.)

Bemerkt sei, daß hartes Wasser beim Durchdringen humusreichen Bodens Verwesungsprodukte wie Huminsäure und Ulminsäure nicht löst, also klar bleibt, während kalkarme Gewässer diese dunkel gefärbten organischen Stoffe aufnehmen und durch sie eine gelblich-braune „moorige“ Farbe erhalten. Schwarzwässer, wie Rio negro, Congo u. a., sind reich an gelöster organischer Materie. Weiter sei darauf hingewiesen, daß mooriges Wasser infolge seines Gehaltes an organischen Säuren bleichend auf Gesteine einwirkt, die durch Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat rötlich oder bräunlich gefärbt waren. So sind z. B. Granite, die längere Zeit im Moor gelegen haben (Findlinge) auffallend hell. An der Luft werden sie durch Rostbildung wieder dunkler.

Die Zusammensetzung des Fluß- bzw. Grund- und Quellwassers hat hohe Bedeutung bei seiner Verwendung als Trinkwasser, Kesselspeisewasser und für sonstige technische Zwecke (vgl. Ost: Technische Chemie). Kalziumkarbonat oder Kalziumsulfat, ebenso

Als Beispiel für die Art und Menge von Stoffen, die dem Lande durch Auslaugen entzogen werden, seien Messungen an der Elbe angeführt. 1877 führte die Elbe bei Tetschen aus Böhmen heraus 9,5 Milliarden cbm Wasser mit 776 Millionen kg als Trübe im Wasser schwebender Substanz und 754 Millionen kg gelöster; letztere enthielt 66 Millionen kg Kalziumoxyd, 49 Millionen kg Magnesia, 36,5 Millionen kg Kali, 69,6 Millionen kg Natron, 83 Millionen kg Chlor, 120 Millionen kg Schwefelsäure, 1,5 Millionen kg Phosphorsäure.

Ganz besondere Verhältnisse stellen sich ein, wenn die unterirdischen Gewässer Erzlagerstätten auslaugen. Es geben hierüber die Analysen von Grubenwassern Aufschluß. Nach A. Frenzel (in R. Beck, Erzlagerstätten) enthält z. B. das Wasser, das aus dem Mundloch des Rotschönberger Stollens im Triebischtal (Erzgebirge) fließt, in 1 l 65,0 mg Kalziumoxyd; 24,9 mg Magnesiumoxyd; 9,5 mg Eisenoxyd; 11,1 mg Zinkoxyd; 12,4 mg Chlor; 18,0 mg Kieselsäure; 104,0 mg Schwefelsäure; zusammen 244,9 mg. Die Wassermenge beträgt 500 l in der Sekunde, danach die jährliche Ausfuhr z. B. an Zinkoxyd in Lösung über 175 000 kg. Als besonders reichlich vorhandenen Bestandteil führen die meisten Grubenwasser neutrales Ferrisulfat ($\text{Fe}_2[\text{SO}_4]_3$).

Weitern Aufschluß über stattgehabte Lösungs- bzw. Umsetzungsvorgänge geben die Analysen des Wassers der Sammelbecken, denen die Lösungen schließlich zugeführt werden, seien es Binnenseen abflußloser Gebiete oder das gewaltige Becken des Ozeans. Die Zusammensetzung ersterer ist sehr wechselnd, dabei oft infolge starker Verdunstung eine an Salz sehr reiche. Im Toten Meer z. B. finden sich in 1000 Teilen Wasser 251 Teile Salz, und zwar an Na 25,1; K 4,5; Mg 42,0; Ca 4,2; Cl 170,4; Br 4,4; SO_4 0,5 und 20 Teile Rückstand. Es überwiegen also Chlor, Magnesium und Natrium. Natronseen enthalten besonders reichlich Natriumkarbonat neben Chlornatrium und Natriumsulfat, Magnesiumsalze treten zurück. Boraxseen führen größere Mengen von borsaurem Natrium neben Chlornatrium, Natriumkarbonat und -sulfat u. a. m. Juveniler Art ist in ihnen freie Borsäure, so der Lagunen von Toscana.

Weit gleichmäßiger als Binnenseen ist das Wasser des Ozeans zusammengesetzt, des riesigen Sammelbeckens der Lösungen, die als Bäche, Flüsse und Ströme die Kontinente durchziehen. Im Mittel beträgt der Salzgehalt des Ozeans 3,5 %¹⁾. Wo verhältnismäßig viel Süß-

Magnesiumsalze haltendes Wasser setzt in Dampfkesseln Kesselstein ab. Nitrate, Ammonsalze, Säuren, Sulfide usw. zerfressen die Kesselbleche. Bezüglich der Wäschereien ist zu vermerken, daß harte Wasser die Seife ausfällen, hinsichtlich der Färbereien, daß Eisensalze und Säuren die Farben verändern. Bei der Zuckerfabrikation wirkt Kalziumsulfat im Wasser insofern schädlich, als es mit dem Zucker ausfällt. Chlornatrium hält Zucker in Lösung zurück.

¹⁾ Es ist das zusammengekommen eine außerordentlich große Menge. Nach v. Richthofen würde beim Verdunsten der Meere eine Salzmasse zurückbleiben entsprechend einer 40 m mächtigen, die ganze Erde umlagernden Schicht, soviel wie der fünfte Teil der Festlandsmassen unsres Erdballs. Die Vorstellung, die schon vor 150 Jahren von Halley ausgesprochen ist, daß die Flüsse dem Meere das Salz zugeführt hätten, stößt somit auf Schwierigkeiten, zumal auch noch großartige bereits sedimentierte Salzlager in Betracht kämen, von denen man wohl annimmt, sie seien aus Ozeanwasser abgesetzt. Die Salzmasse ist zu gewaltig, um lediglich auf Auslaugung von Festlandsgesteinen zurückgeführt werden zu können.

Man hat deshalb und auch unabhängig von dieser Erwägung angenommen, daß schon vor der Wasserkondensation auf der Erstarrungskruste unsrer Erde sich aus der heißen Gashülle Salze (so Chlornatrium) kondensierten, die später vom Wasser aufgelöst wurden und dem Ozean einen Salzgehalt mitteilten. Danach wäre also der Ozean schon seit seiner ersten Bildung salzig.

wasser in Meeresbecken strömt, sinkt dieser Gehalt, in der Ostsee auf 0,5 ‰; andererseits steigt die Zahl in Bezirken starker Verdunstung. Das Mittelmeer führt stellenweise 3,9 ‰, das Rote Meer 4 ‰ Salz ¹⁾. Analysen des Meerwassers ergeben nun, daß wohl alle Elemente in ihm enthalten sind, im wesentlichen aber nur Na, K, Ca, Mg, Cl und SO₄ in Betracht kommen, und zwar hat R. Brauns auf Grund der Analysen Forchhammers berechnet, daß in 1000 Gewichtsteilen Ozeanwasser im Mittel enthalten sind Na 10,666; K 0,305; Ca 0,397; Mg 1,258; Cl 18,999; SO₄ 2,705, oder in 100 Teilen der festen Substanzen Na 31,069; K 0,888; Ca 1,156; Mg 3,665; Cl 55,343; SO₄ 7,879. Auffällig tritt der Gegensatz zwischen Flußwasser, das doch ins Meer geführt wird, und dem Ozeanwasser hervor. Ersteres enthält zufolge der hauptsächlich durch Einwirkung der Kohlensäure erfolgten Verwitterung der Gesteine sehr reichlich Karbonate, nach J. Roth von der Gesamtmenge gelösten Salzes an 60 Teile, während das Ozeanwasser noch nicht 0,20 Teile der gelösten Substanzen als kohlensaure Salze führt. Die Ursache für dies Verschwinden der Karbonate aus der Lösung ist der Umstand, daß dem Meerwasser fortgesetzt durch die Organismen Kalziumkarbonat für den Aufbau ihrer Gehäuse und inneren Hartteile entzogen wird.

Im Wasser gänzlich Unlösliches und von wässrigen natürlichen Lösungen nicht Angreifbares scheint es in der Natur nicht zu geben, wenn Lösung und Verwitterung auch oft ganz außerordentlich langsam vor sich gehen. Man kann sich übrigens durch nur kurze Zeit währende Versuche überzeugen, daß anscheinend von Wasser unangreifbare Stoffe, wie natürliche Silikate, merklich in Lösung gehen, wenn man ihre Oberfläche durch Pulvern der Substanzen sehr groß macht; durch mikrochemischen Nachweis, auch durch Reaktion auf Lakmus, läßt sich dann die stattgehabte Lösung nachweisen. So bläut Wasser, mit sehr feinem Feldspatpulver versetzt, alsbald rotes Lakmuspapier.

In der Natur findet man zuweilen selbst außerordentlich schwer chemisch zerstörbare Körper, wie Quarz, verändert. Besonders berühmt sind in dieser Hinsicht Pseudomorphosen (d. h. Umwandlungen unter Erhaltung der Gestalt) von Göpfersgrün im Fichtelgebirge, die noch deutlich die kristallographische Quarzform zeigen, aber nicht mehr aus SiO₂, sondern aus Speckstein, einem wasserhaltigen Magnesiasilikat, bestehen.

Mechanische Wirkungen durch Wasser. Außer der lösenden und chemisch umsetzenden Tätigkeit des Wassers und in ihm gelöster Stoffe kommt seine mechanische Zerstörungsarbeit in Betracht. Sie ist



Fig. 302. Erosionsschlucht. El Kantara (Sahara, Tunis).

¹⁾ Der verschiedene Salzgehalt der Flüsse, Meerbusen und offenen Meere ist nicht ohne Bedeutung für die Schifffahrt. Die Fahrzeuge sinken im Süßwasser tiefer ein als im Salzwasser, entsprechend dem spezifischen Gewicht des Wassers. Es beträgt für 3,5prozentiges Ozeanwasser 1,027. Das spezifische Gewicht des Wassers im Toten Meere (25 ‰ Salz) ist sogar 1,230.

besonders deutlich bei Wasserfällen zu beobachten. Durch die strudelnden und wirbelnden Bewegungen der herabstürzenden Wassermassen wird die Wand des Falles unterwühlt und zum Einsturz gebracht. Der Niagarafall, der über harte Kalksteine hinwegstürzt, die von weichen Schiefen und Sandsteinen unterlagert sind, weicht jährlich an $\frac{1}{3}$ m zurück. Er hat bereits eine Schlucht von 12 km Länge ausgefressen.

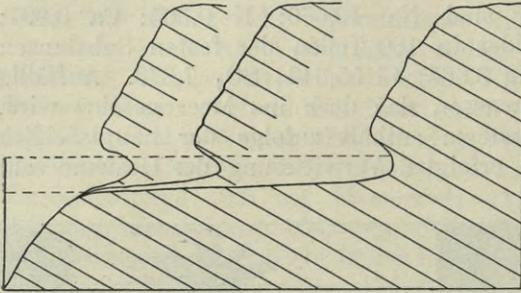


Fig. 303. Abrasion. Nach v. Richthofen.

ragenden Gesteinsmassen abstürzen und allmählich zerkleinert werden. So bildet sich eine nach der schroffen Küste allmählich ansteigende Plattform aus, die sich im allgemeinen nur langsam landeinwärts vorschiebt, da die Macht der Wellen beim Überrollen des Strandes bald erlahmt. Anders indes, wenn das Land in langsamer Senkung begriffen ist. Dann werden der Brandung immer neue Zonen zur Zerstörung dargeboten. Es kann so zu ausgedehnten Abrasionsflächen kommen. Die Einebnung und Überflutung mancher frühern Gebirge erklärt sich auf diese Weise. (Vgl. Transgression, Fig. 20 und 21, S. 16 sowie Titelbild.) Ein bekanntes Beispiel allmählicher Zerstörung durch das wogende Meer bietet die Insel Helgoland dar. Es ist im übrigen zu vermerken, daß die Wellenbewegungen der See nicht tief hinabreichen. Unter etwa 200 m herrscht große Ruhe. Wesentlich unterstützt wird die mechanische (Korrasions-)Wirkung des Wassers durch feste von ihm mitgeführte Teile. Insbesondere wird das bei den sog. Strudellöchern deutlich, in denen Wasserwirbel Steine in drehender Bewegung halten. Berühmte Strudellöcher finden sich z. B. an den Fällen des Imatraflusses in Finnland sowie bei Luzern. Bei letzterm Orte haben Gletscherbäche die betreffenden Löcher ausgearbeitet. Man hat Strudellöcher (Riesentöpfe) von 15 m Tiefe beobachtet. Gelegentlich ist der Schlot ein wenig spiralig gewunden entsprechend der Wasserbewegung.

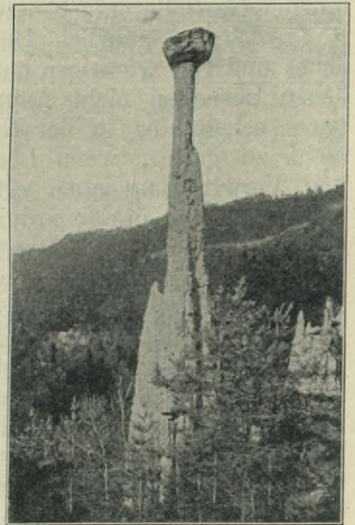


Fig. 304. Erdpyramide. Bozen (Tirol).

Die über die Flußsohle rollenden und gleitenden festen Teile bringen es mit sich, daß die Wasserläufe sich in felsigen Untergrund förmlich einsägen. Durch solche Erosionstätigkeit des fließenden Wassers entstanden Täler und Schluchten, so die engen Täler der Elbe und ihrer Zuflüsse in der sächsischen Schweiz,

die Klammen der Alpen, schroffe Einschnitte mit oft senkrecht aufsteigenden, vielfach sehr nahe aneinander befindlichen Wänden, bei größern Verhältnissen sog. Cañons, wie die des Kolorado in Nord-Amerika, die in wagerechten Schichten mehr als tausend Meter eingegraben sind. Der Gran Cañon dort hat Schlucht ist wohl durch die gewaltigen Schmelzwasser der Eiszeit erfolgt.

Als eine merkwürdige Erosionserscheinung seien hier noch die Erdpyramiden (Fig. 304) erwähnt, die dadurch zu erklären sind, daß Gesteinsstücke ihre Unterlage vor der Abspülung durch Regen schützten; dementsprechend blieben unter den steinernen Schutzplatten Stängel und sich

nach unten verbreiternde Säulen stehen. Im großen Maßstabe ist die eigentümliche Erscheinung bei Bozen zu sehen, wo die Blöcke und Steine einer Moräne die Schutzplatten abgaben; in ganz kleinem Verhältnisse sieht man Erdsäulchen oft an steinig-erdigen Abhängen. Vielleicht gehören auch die Stylolithen hierher. Es sind das stängelige Gebilde in Kalkstein (siehe diesen), die zapfenartig von einer Schicht in die nächst obere eingreifen und am freien Ende oft eine Ton- oder Mergelkappe, auch wohl eine Versteinerung tragen. Sie weisen eine zarte Längsriefung, öfter auch Querrunzelung auf.



Fig. 305. Durch Frost von den Berghängen abgesprengte eckige Blöcke einer Seitenmoräne. Lauteraargletscher (Schweiz).



Fig. 306. Aufblätterung und Zerfall von Kalkstein nahe der Erdoberfläche. Galgenberg bei Hildesheim (Hannover).

Zerstörende Wirkungen des Eises.

Die Volumvermehrung bei der Umwandlung von Wasser in Eis um etwa $\frac{1}{11}$ des ursprünglichen Maßes¹⁾ führt zu Sprengwirkungen, wenn das Wasser in Hohlräumen, Spalten, Klüften oder Haarrissen der Gesteine eingeschlossen und nur in unzureichendem Maße oder gar kein Platz für die Ausdehnung gegeben ist. Durch häufigen Wechsel von Gefrieren und Tauen, also durch vielfache Wiederholung der Sprengung wird das Ergebnis immer deutlicher und bedeutender. Das Eis wirkt in solchen Fällen wie ein sich allmählich vorschiebender Keil, insofern nach

dem Auftauen das Wasser den soeben durch Sprengwirkung gebildeten Hohlraum erfüllt und beim Gefrieren verlängert und verbreitert. Besonders schichtige, schieferige oder zerklüftete Gesteine sowie solche mit vielen leicht spaltenden Mineralien (Glimmer) fallen dem Zerfrieren leicht anheim. Die abgesprengten Stücke haben eckige Begrenzung, wie man es z. B. an den

¹⁾ 1 cem Wasser vermehrt sein Volumen beim Gefrieren um 0,0908 cem.

Blöcken der Seitenmoräne in Fig. 305 erkennt. Im hohen Gebirge übt der Frost sehr bedeutende mechanische Wirkungen aus.

Nicht selten beobachtet man bei Kalksteinen, daß die Schichten in der Tiefe dicker als an der Oberfläche sind (Fig. 306). Wahrscheinlich sind die

Lagen nach versteckten Schichtfugen durch Zerfrieren aufgespalten.

Anmerkung. 1. Das Umbiegen der Schichtenköpfe an Abhängen, die sog. Hakenbildung (S. 33), wird gelegentlich wenigstens zum Teil als Frostwirkung angesehen. Zwischen die Schichten sickern des Wasser kann sie beim Gefrieren wie ein Keil umbiegen.

2. Ähnlich wie das Eis veranlaßt Salz, das sich aus verdunstenden Lösungen abscheidet, Sprengwirkungen. Es wird berichtet, daß sich derartiges in Wüsten vollzieht, wo Gesteine zum Teil in hohem Maße von Salzlösungen durchtränkt sind.

An dieser Stelle seien auch die Gletscher als Gesteinszerstörer

erwähnt. Unter den Eisströmen der Gebirge und unter der gewaltigen Eiskappe über nordischen Ländern (dem Inlandeis) befindet sich als sog. Grundmoräne ein ungleichmäßiges Gemenge von großen und kleinen Gesteinsstücken, unregelmäßig eingebettet in einen sandig-tonigen Schlamm. Er ist aus der mechanischen Zerstörung der im Eise eingelagerten und fortgeführten Gesteinsmassen und des Untergrundes entstanden. Besonders bedeutend gestalteten sich diese Gletscherwirkungen zur Diluvialperiode, als weite Strecken Amerikas und Europas vom Inlandeis überlagert waren. Zur Zeit der sich örtlich wiederholenden Eisbedeckungen entstanden in Norddeutschland als Grundmoränen die sog. Geschiebemergel, die noch heutzutage die Oberflächengestaltung vielerorts bedingen.

Ein Zeichen für die mechanisch zerstörenden Wirkungen der Gletscher sind die Gletscherschrammen (Fig. 307), Systeme von Kritzeln und Furchen, die beim Gleiten der mit Gesteinen erfüllten Eismassen in die unten und seitlich den Gletscher begrenzenden Felsen eingerissen wurden, und die man auch



Fig. 3 7. Gletscherschrammen auf Kalkstein. Rüdersdorf bei Berlin. Behme phot.



Fig. 308. Rundhöcker. Kamenz (Sachsen). Nach Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes.

auf der Oberfläche der losen Blöcke in den Moränen findet. Die kleinen Unebenheiten von Gesteinen, über welche die Eismassen glitten, wurden förmlich abgehobelt. Es entstanden sog. Rundhöcker, wie sie Fig. 308 zeigt.

Daß sich durch die Bewegung von Gletschern auch in weit größerem Maßstabe mechanische Wirkungen, wie Ausfurchung von Tälern usw. vollzogen haben, ist sicher anzunehmen. Bei gegliederten Gletscherströmen kann es dabei zur Modellierung sehr wilder Oberflächenformen, zur Bildung schmaler zackiger Grate, einzeln ragender Spitzen nach dem Typus des in schlanker Pyramidenform erscheinenden Matterhorns kommen. Sie entstehen dadurch, daß Bergrücken zwischen Gletschertälern durch den gleitenden Gletscherstrom gewissermaßen dünner gefeilt werden, und daß von Gletschern umflossene



Fig. 309. Gletschererosion mit Karbildung in der Hohen Tatra. Nach Uhlig.

Berge als pyramidale Spitzen stehen bleiben. Typische Bilder liefert in der Hinsicht das Tatragebirge in Ungarn.

Bezeichnend für einstige Gletschertäler ist dort wie auch anderswo ihr scharf treppenförmiges Abfallen, wobei am Ursprung eines solchen Tales sich ein Kar, ein halbkreisförmiges, beckenförmiges Zirkustal zeigt. Es kann sich auf tiefen Absätzen wiederholen. Man wird diese Kare wohl auf die schabende Wirkung des Gletschereises zurückführen müssen und die Treppenbildung auf eine Verschärfung der einstigen Abfallformen des Tales durch das wandernde Eis.

Ist ein Gebiet vollständig unter einem großen Gletscher (Inlandeis) begraben, ist also keine Zerteilung in Gletscherströme und dazwischen aufragende Berge vorhanden, so wird man im Gegensatz zu der oben erwähnten Modellierung im großen ganzen eine allgemeine Einebnung und Glättung des Bodenreliefs erwarten. (Fjelds in Norwegen.)

Zerstörende Wirkungen der bewegten Luft.

Der Wind wirkt durch die festen Teile, die besonders in den trocknen Gegenden der Wüsten als Staub und Sand in der heftig strömenden Luft

reichlich mitgeführt werden, auf die ruhenden Gesteinsmassen wie ein Sandstrahlgebläse ein; er schleift sie ab, verkleinert sie somit allmählich und bringt sie zum Zerfall (Prozeß der Windkorrasion). So entstehen dann gelegentlich eigenartig gestaltete Felsgebilde. Zuweilen werden breite Pfeiler (Zeugen) aus zusammenhängenden Schichten herausgearbeitet, und es sollen selbst sackgassenartige Schluchten ausgeblasen werden. Hin und wieder erhalten die Felsen eine nach unten spitze, birnenartige Gestalt, da in der Nähe des Bodens die größten Sandteile bewegt werden und hier somit die natürliche Wetzung am kräftigsten sich vollzieht. Übereinanderlagernde, ungleich abnutzbare Gesteinsmassen werden verschieden mitgenommen, so daß z. B.

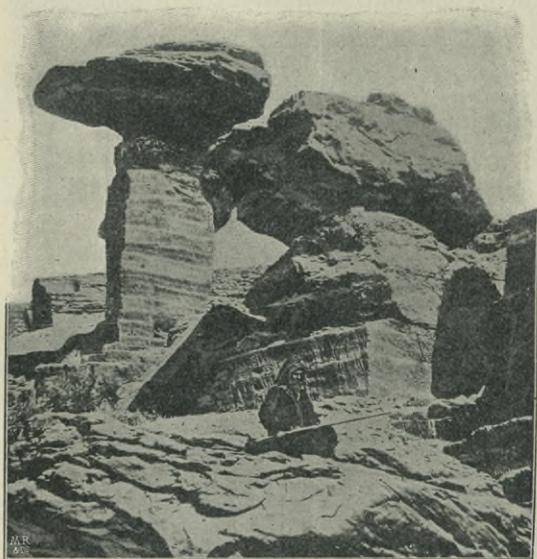


Fig. 310. Wüstenlandschaft. Hagar el Silsileh (Libysche Wüste).

widerstandsfähigere Platten auf dünnern Säulen lagern. Ja, es werden die verschiedenen Gemengteile von Gesteinen deutlich in ungleichem Maße angegriffen; die harten Quarze bleiben als Erhöhungen lange erhalten, während die Feldspate Grübchen ergeben. Versteinerungen schützen ihre Unterlage und erscheinen wie auf Stengeln stehend usw. Joh. Walther hat auf Grund vieler Wüstenstudien diese und andre eigenartige Verhältnisse zusammenfassend anschaulich beschrieben ¹⁾.

Die Gestalt der im norddeutschen Flachlande in Sandgegenden nicht selten zu beobachtenden losen, pyramidalen Gesteinsstücke, der sog. Flächenengerölle (Facettengerölle,

Einkanter, Dreikanter usw.), ist gleichfalls auf die wetzende, verrundende Wirksamkeit des vom Winde fortgeführten Sandes auf eckige Gesteinsstücke zurückzuführen. Entsprechende Windschliffe an losen Gesteinen findet man in den Wüsten. Die Oberfläche der korradierten Massen erscheint oft wie poliert (Wüstenlack).

Zerstörende Wirkungen der Sonnenbestrahlung.

In heißen Gegenden werden durch eine Vegetationsdecke nicht geschützte Gesteine tagsüber zuweilen hoch erwärmt (an 60—80° C)²⁾. Solche beträchtliche Temperatursteigerung dehnt sie natürlich entsprechend aus, und zwar die verschiedenen Gemengteile ungleich stark, da die Ausdehnungskoeffizienten der einzelnen Mineralien voneinander abweichen. Auch werden dunkle Bestandteile, die mit hellen ein Gestein zusammensetzen, sich höher erwärmen

1) J. Walther: Das Gesetz der Wüstenbildung. Vgl. auch Lithogenesis der Gegenwart von demselben Verfasser.

2) Die Erhitzung des steinernen Untergrundes geht weit höher als die der Luft. Die höchste Lufttemperatur ist mit 50° C in Mesopotamien gemessen; sehr nahe daran kommt sie in Tunis.

als die minder tief gefärbten. Die Folge einer solchen verschiedenen Volumvergrößerung ist eine Lockerung des Gesteinsgefüges. Bei vielfacher Wiederholung des Vorganges durch Erwärmung am Tage, Abkühlung während der Nacht, besonders aber bei schnellem Temperaturwechsel wie er nach der Bestrahlung z. B. infolge von Regengüssen vor sich geht, werden bedeutende Wirkungen erzielt, die Gesteine innerlich erschüttert und zu einem mechanischen Zerfall gebracht. Hierbei leidet die chemische Natur der Gemengteile nicht.

Auf solche Insolation wird außer dem Zerspringen von Gesteinen ihre Abschuppung, das Abheben von Außenteilen, die der Oberfläche konform sind, zurückgeführt. Die Erscheinung wird davon herrühren, daß sich die Außenpartien der Gesteine unter dem Einfluß der Sonnenbestrahlung ausdehnen, die innern nicht oder wenig; durch oftmalige Wiederholung der Ausdehnung und Zusammenziehung der äußern Teile kommt naturgemäß eine schalige Abgliederung zustande.

Zu sehr bedeutenden Ergebnissen summen sich die Einwirkungen der Sonnenbestrahlung in den Wüsten auf, wo keine Vegetation den Boden beschattet.

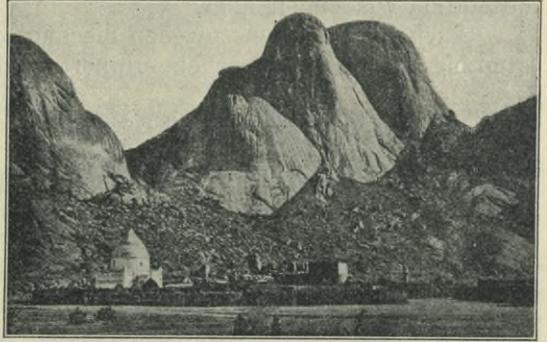


Fig 311. Abschuppung an Granitbergen. Gebel Kassala (Ägypten). Nach J. Walther.

Zerstörende Wirkungen von Pflanzen, Tieren und Menschen.

Die Pflanzenwelt wirkt vor allem mechanisch zerstörend auf Gesteine ein. Viele Millionen Wurzeln und Würzelchen senken sich alljährlich in die feinem und gröbern Risse, Spalten und Klüfte der Gesteine, wachsen in die Dicke und Länge und sprengen wie quellende Holzkeile beim Steinbruchbetrieb die Gesteinsmassen auseinander. Durch vielfältige Wiederholung des Zusammenwirkens unendlich vieler Einzelfälle wird dieser Vorgang von geologischer Bedeutung.

Anderseits üben die Säfte der lebenden Gewächse auch chemische Wirkungen, besonders auf leichter zerstörbare Gesteine, wie z. B. Kalkstein, aus. Gelegentlich sieht man Pflanzenwurzeln

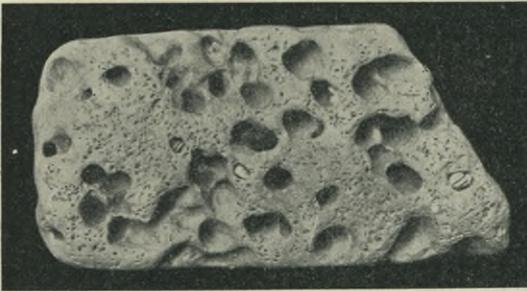


Fig. 312. Zerstörung von Kalkstein durch Bohrmuscheln.

auf Kalkplatten infolge ätzender Wirkung der organischen Säfte förmlich abgedrückt. Außer Moosen und Flechten scheint die Schar der Bakterien in dieser Richtung eine ausgiebige Tätigkeit zu entfalten, und ganze große Gesteinsmassen sollen durch diese dem unbewaffneten Auge unsichtbaren, kleinsten Lebewesen förmlich zerfressen werden. In der Ackererde spielen die sog. Nitromonaden eine wichtige Rolle. Sie wandeln Ammoniak in Salpetersäure um.

Für die Gesteinszerstörung kommen weiterhin Gase wie Kohlensäure in Betracht, die von Pflanzen ausgesondert werden, und vor allem die Stoffe, die bei der Vermoderung abgestorbener vegetabilischer Teile entstehen, so wiederum Kohlensäure, Huminsäuren, Schwefelwasserstoff. Sie werden durch Sickerwässer ausgelaugt und in den tiefern Boden übergeführt. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die auffallend tiefgründige Verwitterung in den Tropen, insbesondere auch die Lateritbildung, mit solchen Einflüssen besonders üppiger Vegetation zusammenhängt.

Auch Tiere wirken zuweilen mechanisch zerstörend auf Gesteine ein. Es kann hier an die Bohrmuscheln erinnert werden, die sich in Felsen hineinbohren und sie somit auch der Zerstörung durch Wasser zugänglicher machen.

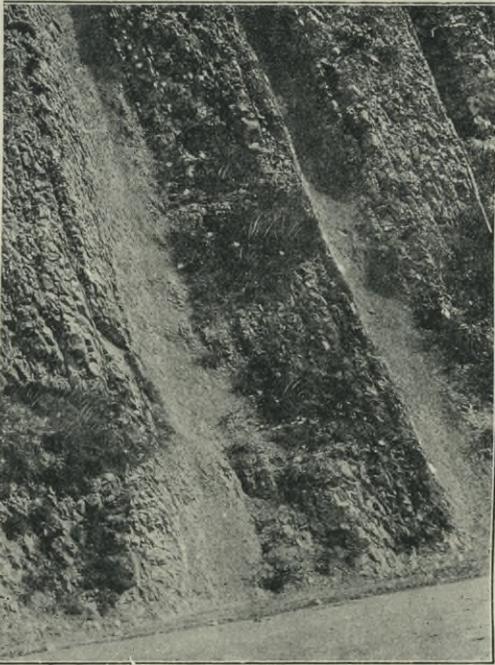


Fig. 313. Ungleicher Widerstand steil aufgerichteter Kalk- und Mergellagen gegen Erosion. Othfresen am Harz.

Schließlich sind die zerstörenden Eingriffe des Menschen zu erwähnen, die er bei Anlage von Wegen, Tunneln, Steinbrüchen usw. sowie besonders durch die Entfernung natürlicher Vegetation ausübt. In den außerordentlich großen Flächen der Ackerfelder ist der Boden für Verwitterung weit zugänglicher gemacht, als er vordem unter der Bedeckung durch Wald, Busch und Gras war.

Wohl niemals arbeitet eine der erwähnten Kräfte allein an der Zerstörung eines Gesteins, vielmehr sind in der Regel mehrere vereinigt. Dazu kommt, daß die Verwitterungsagentien im selben Bezirk in geologischen Zeiten sehr wechseln. In Norddeutschland sind jetzt Wasser bzw. Lösungen, Frost und Pflanzen die Hauptursache der fortlaufenden Gesteinszerstörung. Zur Diluvialzeit waren es gewaltige, von Norden

her nach Süden sich vorwärts schiebende Eismassen (Inlandeis); noch früher fluteten hier Meere, breitete sich zeitweise eine Sumpflandschaft aus, herrschte vielleicht zur Buntsandsteinzeit ein Wüstenklima usw.

Der verschiedene Widerstand, den das von der Natur zum Aufbau von Gesteinen und damit der Erdkruste verwandte Material besitzt, macht sich außerordentlich deutlich und lehrreich im kleinen wie im großen Maßstabe geltend. Bei der Verwitterung eines Gesteins fallen die Materialien der Zerstörung oft recht verschieden schnell zum Opfer. Bei Graniten z. B. sieht man öfter die Quarze als Rauigkeiten aus der verwitternden Oberfläche herausragen; sie widerstehen den Verwitterungsagentien, während die umhüllenden Feldspate und Glimmer bereits vernichtet und als staubförmige Ton-, Chlorit- usw. teilchen ausgewaschen sind.

Entsprechend ist es im großen: das Antlitz der Erde ist durch die Verwitterung modelliert. Je nach ihrer chemischen und strukturellen Eigenart

und nach ihrer geologischen Lagerung setzen die verschiedenen Gesteine der Zerstörung einen verschiedenen Widerstand entgegen. Schwer zerstörbare Massen werden durch die Verwitterung förmlich herauspräpariert. Sie widerstehen länger als ihre leichter zerstörbare Umgebung. So macht sich in Fig. 313 die Wechsellagerung von härtern Kalkschichten mit weichen Mergellagen deutlich im Verwitterungsbilde geltend. Quarzitmassen ragen gelegentlich als hartnäckig den Atmosphäriken trotzende Gesteine wie Mauern aus dem Boden heraus, ebenso aufgerichtete Kalksteinschichten als Bergzüge aus mildem, tonigem Untergrunde. Ja, alle die malerischen Zacken, Grate, Bergzüge, Schluchten und Täler der Gebirge, welche die immerfort tätige Verwitterung aus den Gebirgsmassen herausarbeitet, beruhen auf dem verschiedenartigen Widerstand, den die Gesteinsmassen ihrer Art, Struktur und geologischen

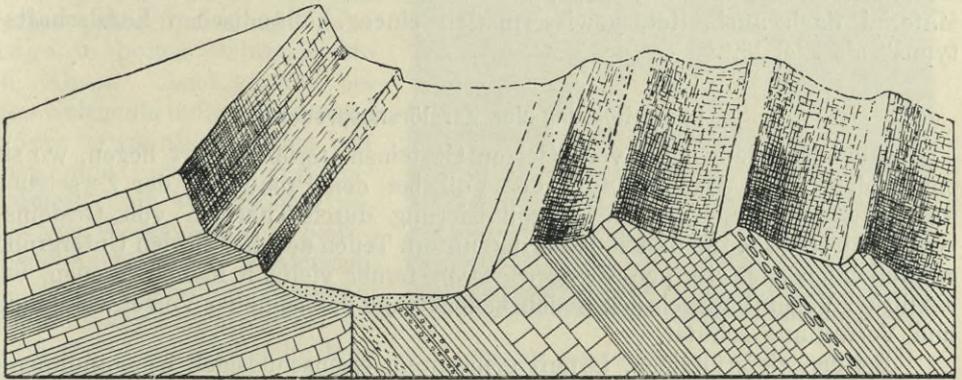


Fig. 314. Schematische Darstellung eines Beispiels für den Zusammenhang zwischen Lagerung sowie Materialverschiedenheit von Gesteinsfolgen und der Modellierung der Erdoberfläche durch die Verwitterung.

Lage nach den Verwitterungseinflüssen darbieten. Bei der Aufsuchung technisch wichtiger Vorkommnisse, so von Kalkstein und Ton, geben die Verwitterungsformen im Landschaftsbilde wichtige Andeutungen. Vor allen Dingen beachtenswert ist es, daß aufgerichtete Gesteinsplatten (Sedimentfolgen, Gänge) ihrem Streichen entsprechende Oberflächenformen bedingen: widerstandsfähige Schollen verlaufen in ihrem Ausgehenden als Höhenzüge, leichter zerstörbare als Täler. Ein plötzlichliches Abschneiden, häufig auch Einkerbungen der Höhenlinie deuten auf Verwerfungen hin, welche die Scholle ab- bzw. durchschneiden.

Wo sich die Zerstörungsprodukte in dickerer Lage angehäuft haben, schützen sie ihre Unterlage mehr oder minder ausgiebig vor weiterer Umänderung durch die Atmosphäriken, und so kommt ein Stillstand oder doch sehr langsamer Gang in den Zerfall. An den schroff aufragenden obern Massen im Gebirge, an deren steilen Felshängen der sich bildende Schutt abgleitet, werden hingegen der Verwitterung immer weiter frische Angriffsflächen dargeboten; hier schreitet die Zerstörung ständig fort, ebenso an vielen durch den Wind stets blank geblasenen Gesteinsoberflächen in den Wüsten.

Schließlich fallen auch die Bergriesen der Zerstörung vollends zum Opfer, und es ist im Laufe langer geologischer Zeitläufe, also in vielen Jahrmillionen, dahin gekommen, daß Gegenden, in denen einst hohe Alpengebirge sich

erhoben, jetzt zum Teil platt und flach daliegen oder nur noch geringfügige Gebirgswellen zeigen. So zog sich am Ende der Karbonzeit ein gewaltiges Gebirge (man hat es das variskische genannt) durch das jetzige Frankreich und Deutschland. Es ist durch Verwitterung eingeebnet und verwischt; seine Stümpfe stecken noch im Erdboden (vgl. das Titelbild, welches die Abrasionsfläche dieses Gebirges und seine Überlagerung durch Zechstein-Sedimente vorführt).

So kann man denn sagen, daß im allgemeinen die plutonischen Kräfte der Erde aufbauend wirken, die Verwitterungsagentien einebnend. Wenn die Gesteinszerstörung in ihrem Verlaufe auch zu besonders unebenen Oberflächenformen Veranlassung gibt, so ist ihr Ergebnis doch eine Ausgleichung der Oberflächenmodellierung, insofern sie die Auftragungen des Untergrundes, die Hügel, Berge und Gebirge, vor allem anfällt, sie allmählich zerstört, ihr Material flach ausbreitet, gewissermaßen einen „holländischen Landschaftstypus“ als Ziel hat.

b) Fortführung der Zerstörungsprodukte.

Zuweilen bleiben die verwitterten Gesteinsmaterialien dort liegen, wo sie entstanden sind. Das ist z. B. der Fall bei den Produkten der Zersetzung in größeren Erdtiefen, so bei Kaolinisierung durch Thermen von Gesteinspalten aus (vgl. S. 195 und 200), bei den untern Teilen des tief in den Untergrund eingreifenden sog. eisernen Hutes (S. 203), ferner vielfach in den Tropen, wo ein dicker Vegetationspelz den Boden bedeckt und vor schneller Verschwemmung und Verwehung schützt.

Bei den tiefgründigen, Laterit genannten, eisenschüssigen Umwandlungsmassen kristalliner Gesteine in heißen Ländern kommt es vor, daß infolge rein chemischer, ohne Zutritt mechanischer Vorgänge vollzogener Verwitterung sogar das Gefüge der Gesteine, die kennzeichnende Lage der nunmehr umgewandelten Gesteinsgemengteile zueinander, sehr deutlich erhalten bleibt.

Solche Materialien der Tiefenverwitterung sind keine Sedimente. Es setzen letztere einen Transport der Zerstörungsprodukte voraus.

Die Ortsveränderungen des Materials geschehen in festem oder in gelöstem Zustande. Bezüglich der festen Massen ist zu vermerken, daß der Transport mit einer weiter fortschreitenden mechanischen und oft auch chemischen Zerstörung verbunden ist.

Schwerkraft und Wasser als Transportmittel.

Transport fester Teile. Im Gebirge stürzen und rollen die durch Sprengwirkung gefrierenden Wassers oder durch andre der oben erwähnten Ursachen¹⁾ an den Bergoberflächen abgetrennten Blöcke und kleinern Gesteinsstücke, der Schwerkraft folgend, zu Tal.

Gelegentlich lösen sich gewaltige Massen auf einmal ab und gehen verheerend als Bergstürze in die Tiefe, bald rollen einzelne Blöcke und Bruchstücke (Steinschlag) hinab. Wo die an den Berghängen sich hinunter ziehenden Runsen in das Tal einmünden, bildet sich oft eine sog. Schutt-

¹⁾ Als seltenere und eigenartige Ursache für Gesteinsabstürze seien Erdbeben bezeichnet. Infolge einer gewaltigen Erschütterung durch Erdbeben rutschte z. B. im Jahre 373 v. Chr. die Stadt Helike am Korinthischen Busen mit ihrer ganzen Bevölkerung ins Meer.

halde (Fig. 315). An flachen Abhängen findet ein allmähliches Abwärtsfließen des gelockerten Gesteinsmaterials statt. Die Verwitterungshaut gleitet zu Tal (vgl. Hakenbildung S. 33).

Meist helfen Wassermassen, die den gleichen Weg nehmen, am Gesteintransport, ja es kommt dann vor, daß ganz erstaunliche Mengen loser Gesteine hinabgeführt werden und den Talgrund weithin bedecken. Hierher gehören die sog. Murgänge in hohen Gebirgen wie den Alpen. Auch seien bei dieser Gelegenheit die Schlammströme erwähnt, Gemenge von feinen und groben Gesteinstrümmern mit Wasser, das infolge von Wolkenbrüchen, plötzlichem Ausfluß von Kraterseen oder infolge von Schneeschmelzen Vulkanabhänge hinabstürzt.

Unscheinbarere, aber in ihrer Gesamtwirkung gewaltige Transportvorgänge spielen sich dadurch ab, daß Regenwasser bei seinem Abfließen auf der schrägen Erdoberfläche erdige Bodenteile wegspült. Nach jedem Regen kann man an der Trübung der Gewässer den Vorgang erkennen. Ein Vegetationspelz, sei es Wald, Busch oder Gras, schützt vor dieser in landwirtschaftlicher Hinsicht so verderblichen Verschwemmung der Ackerkrume und der daraus hervorgehenden Versteinung des Bodens. In manchen bergigen Bezirken ist der Vorgang leider durch unbedachte Entwaldung sehr weit vorgeschritten, so z. B. in China, auch in Italien.

Bäche und Flüsse besorgen den Transport der losen Gesteinsmassen aus dem Gebirge in die Ebene und schließlich ins Meer, wo die Brandung sowie Strömungen, auch Ebbe und Flut noch weiter verfrachtend tätig sind, bis schließlich Absatz an ruhigen Stellen eintritt.

Um eine Vorstellung von der Menge des in Flüssen transportierten festen Materials zu geben, sei erwähnt, daß nach Heim die Reuß jährlich an 200000 cbm Stein- und Schlammassen im Vierwaldstädtersee abgelagert. Um diese Verfrachtung künstlich zu voll-

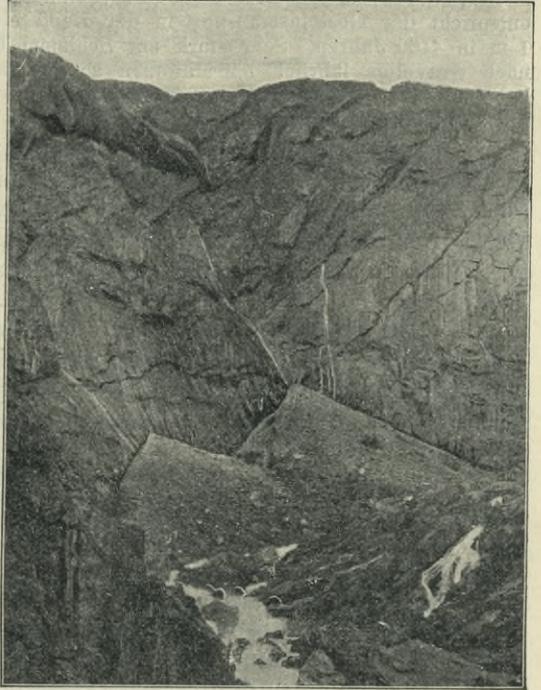


Fig. 315. Schutthalden am Fuß steiler Bergabhänge. Säbø (Hardangerfjord, Norwegen).



Fig. 316. Ins Tal gerollte Blöcke. Okertal (Harz). Nach Behme, Geologischer Führer von Harzburg.

ziehen, wären täglich drei Züge mit je 50 Eisenbahnwagen erforderlich. Nach Heim entspricht der Gesteintransport in der Reuß einer Erniedrigung ihres Flußgebietes um 1 m in 4100 Jahren. Sehr stark mit Schlamm belastet ist der Tiber. An Rom werden nach Gravelius jährlich 5,2 Millionen cbm Schlamm vorbeigeführt. Die Tibermündung hat sich durch Absatz solcher Massen im Laufe von 2500 Jahren (633 v. Chr. bis jetzt) um 4 km vorgeschoben.

Durch gegenseitige Reibung der im Wasser mitgeführten Massen wird der Zerkleinerungsvorgang an den Gesteinen fortgesetzt, so daß normaler Weise das mitgeführte Material mit dem wachsenden Wege feiner und feiner wird. Nach v. Hochenburger beträgt z. B. die Mittelgröße der Geschiebe in der Mur 0 km von Graz 224 cm; 43 km von Graz 117 cm; 83 km von Graz 50 cm; 120 km von Graz 21 cm. Der Kubikinhalt der Geschiebe nimmt also weit schneller ab, als die Weglänge zunimmt. Aus Trümmern und Geröllen (psephitischem Material) wird Sand (psammitisches Material), aus Sand wird Schlamm (pelitisches Material). Abbrüche von den Wänden der Täler und Seiteneinflüsse können natürlich immer wieder groben Schutt dem feinen beimischen.

Von Talhängen ins Flußbett gerollte, große Blöcke, die wegen allzu hohen Gewichtes vom Wasser nicht transportiert werden können, werden von den im Wasser treibenden, feineren und groben, festen Massen allmählich abgeschliffen, verrundet, verkleinert, bis auch sie unter den obwaltenden Verhältnissen transportfähig geworden sind.

Transport gelöster Substanzen. Das Wasser der Bäche, Flüsse und Meeresströmungen transportiert nicht nur mechanisch suspendiertes, sondern auch, gleichwie die unterirdischen Wasserläufe, gelöstes Material. Viele tausend Tonnen früherer Gesteinsmassen werden jährlich von den natürlichen Wasserläufen unsichtbar im gelösten Zustande auf weite Strecken verfrachtet.

Chemische Analysen geben einen Einblick in die Mengenverhältnisse dieses Materials. Man hat auf Grund solcher Untersuchungen z. B. berechnet, daß die Donau bei Wien täglich außer 15 000 t Schlamm 25 000 t gelöste Stoffe vorbeiträgt. Schätzungsweise werden jährlich an 926 Millionen t Kalkkarbonat durch die Flüsse dem Ozean in Lösung zugeführt.

Die stoffliche Art der in Lösung befindlichen Substanzen ist bereits S. 195—209 bei Besprechung der lösenden und umsetzenden Tätigkeit des Wassers erwähnt.

Eis als Transportmittel.

Außer den Wasserströmen sind weiter die Eisströme als Transportmittel für Gesteinstrümmern zu nennen. Bekanntermaßen gleiten die Gletschermassen allmählich talabwärts, und all das Gesteinsmaterial, das von den Talwänden auf den Rücken des Eisstromes fällt, wird von ihm mitgenommen. Es häuft sich auf den Gletscherflanken als Seitenmoränen an (vgl. Fig. 305, S. 209) und findet seine einstweilige Ablagerungsstätte vorn am Gletscherende als Stirn- oder Endmoräne. Auf der Unterseite von Gletschern befindet sich die Grundmoräne, ein sandig-grandiger Schlamm mit kleinen und größern Gesteinstrümmern, wesentlich das Ergebnis der Verarbeitung des Untergrundes durch den vorwärtsdrängenden Gletscher. Durch den Gletscherbach wird das feinere, sandige und schlammige Material der Grundmoräne zum Teil fortgeführt.

Charakteristischer Weise vollzieht sich beim eigentlichen Gletschertransport, im Gegensatz zu der Bewegung fester Teile durch Wasser oder

Luft, keine Sonderung der zertrümmerten Gesteinsmassen nach der Stückgröße, vielmehr führen die Gletscher grobes und feines Material gleich weit. Es gibt dies u. a. ein wichtiges Kennzeichen für Moränenbildungen ab.

Es sei an dieser Stelle auch an das diluviale Inlandeis erinnert, das aus dem hohen Norden, aus Finnland und Skandinavien, Gesteinsmaterial bis tief nach Deutschland hinein transportierte. Zeugen hierfür sind die sich weithin ziehenden Stirnmoränen, die in großer Verbreitung vorhandenen Geschiebemergel der Grundmoränenablagerungen, die Findlinge (erratischen Blöcke) sowie ausgedehnte Sand- und Tonabsätze, die seinerzeit unter dem in gewaltiger Front sich hinziehenden Eisrande hinweg mit den Schmelzwassern

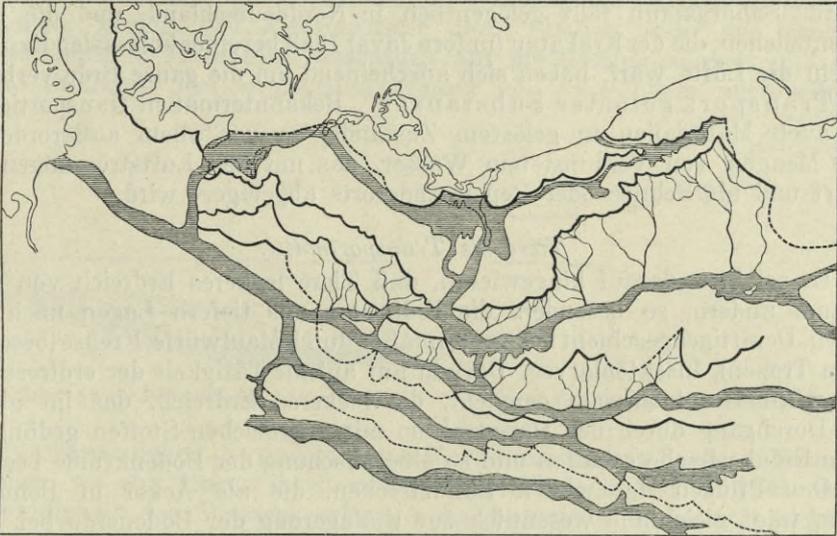


Fig. 317. Endmoränenzüge in Ostdeutschland. Weg der Schmelzwassermassen des Inlandeises. Nach Kellhack.

transportiert und vor dem Gletschereis ausgebreitet wurden. Auf seiner Oberfläche wird das deutsche Inlandeis kein Gesteinsmaterial verfrachtet haben, da sein Weg nicht an Bergen vorbeiführte, von denen Gesteine auf den Rücken des Eises fallen konnten. Auch in Grönland fehlen Oberflächenmoränen auf dem Inlandeis, oder sie sind doch wenigstens nur in geringfügigem Maße (in der Küstengegend) vorhanden.

Anmerkung. Früher hatte man die Meinung, die norddeutschen Findlingsblöcke seien in Eisbergen eingeschlossen gewesen, die durch Meeresströmungen von Norden nach Süden geführt und hier geschmolzen seien, so daß die eingebackenen Gesteinsmassen im Wasser zu Boden sanken.

Wenn ein solcher Vorgang auch nicht bei den in Rede stehenden nordischen Blöcken zutrifft, so ist doch zu erwähnen, daß in der Tat Eisberge nicht selten Gesteinsmaterial in oben erwähnter Weise verfrachten.

Wind als Transportmittel.

Transport fester Teile. Ein sehr wirksames Transportmittel fester Teile ist die strömende Luft, der Wind, der überall wo Gesteine unbedeckt an die Erdoberfläche stoßen, als Verfrachter tätig ist, sei es in den Wüsten, wo seine Wirkungen wegen der ausgedehnten vegetationslosen Gesteins-

oberflächen besonders auffällig sind, in übermäßig durch den Menschen von Vegetation entblößten Ländern (China), in denen wie in Wüsten gewaltige Staubstürme nicht selten sind, am Meeresstrande, wo der Wind den Sand landeinwärts trägt und zu Stranddünen aufbaut, im Hochgebirge, wo der in großen Höhen besonders kräftige Luftstrom die Felsen vom feinen Verwitterungsschutt blank fegt, sei es an Vulkanen, deren Asche er gelegentlich weit fortführt. Um das Vorrücken der Dünen landeinwärts zu hemmen, bepflanzt man sie.

Wie beim Transport im Wasser vollzieht sich bei dem in der Luft eine Sonderung der festen Teile nach der Korngröße bzw. dem spezifischen Gewicht (Windsichtung). Die feinsten und leichtesten werden am weitesten fortgeführt. Saharastaub fällt gelegentlich in Norddeutschland, und die feinen Aschenteilchen, die der Krakatau (unfern Java) 1883 bei einer kolossalen Explosion hoch in die Lüfte warf, haben sich anscheinend um die ganze Erde verbreitet.

Transport gelöster Substanzen. Bekanntermaßen transportiert die Luft auch Materialien in gelöstem Zustande, so vor allem außerordentlich große Mengen von verdunstetem Wasser, das mit den Luftströmungen fortgeführt und als Schnee oder Regen anderorts abgelagert wird.

Tiere als Transportmittel.

Es sei kurz darauf hingewiesen, daß Tiere lockeres Erdreich von einem Ort zum andern, so besonders die Erdkrume aus tiefern Lagen nach oben bringen. Derartiges geschieht bekanntermaßen durch Maulwürfe, Krebse (besonders in den Tropen), Insektenlarven. Darwin hat auf die Tätigkeit der erdfressenden Regenwürmer aufmerksam gemacht, die lockeres Erdreich, das im übrigen beim Durchgang durch den Darmtraktus mit organischen Stoffen gedüngt ist, an die Erdoberfläche schaffen und so eine Mischung der Bodenkrume besorgen.

Das Pflügen der weiten Landstrecken, die als Äcker in Benutzung stehen, trägt gleichfalls wesentlich zur Umlagerung der Bodenerde bei.

c) Ablagerung der Zerstörungsprodukte.

Ablagerung der durch Wasser verfrachteten Materialien.

Ablagerung der im festen Zustande transportierten Teile. Was die Ablagerung zunächst der im Wasser als feste Teile verfrachteten Materialien anlangt, so geschieht sie, wenn die Schleppkraft sich vermindert bzw. ganz versagt. Es kommt dann ein entsprechender Teil der bis dahin fortgeführten Körper zur Ruhe.

Die Verfrachtungsfähigkeit fester Körper im Wasser hängt ab von der Geschwindigkeit der Wasserbewegung, dem spezifischen Gewicht des wandernden Körpers und von der Reibung zwischen ihm und dem Wasser. Die Schleppkraft, gemessen durch die Dimensionen noch transportfähigen Materials, wächst mit dem Quadrat der Wassergeschwindigkeit; mit steigender Geschwindigkeit nimmt also das Transportvermögen ganz außerordentlich zu. Andererseits sinkt ein Körper um so leichter zu Boden, d. h. nimmt an der Wasserbewegung um so eher nicht mehr Teil, je höheres spezifisches Gewicht er hat und je geringer die Reibung an seiner Oberfläche ist, denn die Reibung wirkt einem Zubodensinken entgegen. Aus diesen Umständen erklärt es sich, daß spezifisch schwere Massen, Erzteile, Edelsteine (sie haben hohes spezifisches

Gewicht) wenig transportfähig sind, eher hingegen spezifisch leichtere Substanzen, wie Sand, Ton, wobei in Betracht kommt, daß letzterer infolge der geringen Größe seiner Teile, also wegen großer Oberfläche (und daher Reibung) im Verhältnis zur Masse noch ganz besonders günstig für die Verfrachtung im Wasser ist. Er teilt das mit manchen andern Verwitterungserzeugnissen, die daher wie er leicht verschleimbar sind.

Geschwindigkeitsverminderung der Wasserläufe vollzieht sich bei Abnahme des Gefälles. Zumeist ist letzteres und damit die Wassergeschwindigkeit im Oberlauf bedeutend, im Unterlauf gering. Demzufolge überwiegt dort der Transport, hier der Absatz. Geschwindigkeitsverminderungen entstehen ferner durch Vermehrung der Reibung des Wassers an Unebenheiten der Sohle oder der Seiten des Bettes. Im Verhältnis zur Wassermasse ist diese Reibung bei Hochwasser gering, bei Niedrigwasser groß. Daher wirkt die Höhe des Wasserstandes in Flußläufen wesentlich auf die Geschwindigkeit und somit auf die Stoßkraft des strömenden Wasser ein. Vor allem aber wird die

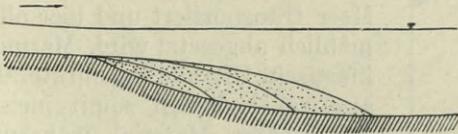


Fig. 318. Schema einer Deltabildung. Längsschnitt.

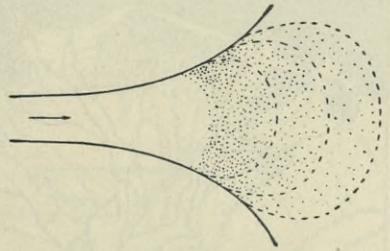


Fig. 319. Schema einer Deltabildung. Grundriß.

Wassergeschwindigkeit verringert durch Erweiterungen des Laufes. Besonders an Stellen, wo ein Becken in einen Bach oder Fluß eingeschoben ist, wo die Geschwindigkeit des Wassers mithin ganz bedeutend abnimmt, stockt der Gesteintransport stark. In solchen Wasserausweitungen schlägt sich alsbald viel Material nieder, sie stellen Absatz- und Klärungsbecken dar und werden allmählich ausgefüllt. Weite Niederschlagsbezirke sind die Landstrecken, die jährlich von großen Flüssen überflutet werden, ein gewichtiger Umstand bezüglich der Fruchtbarkeit des Bodens (Nil, Niederrhein, Wesermündung). Auch das Meer wirkt natürlich im selben Sinne Material niederschlagend, ja sein Salzgehalt verursacht, wie besonders Bodlaender erörtert hat, einen bemerkenswert schnellen Absatz schwebender Substanzen¹⁾.

Falls das Meer an den Flußmündungen nicht alsbald zu bedeutender Tiefe abfällt, oder falls nicht die Küste sich senkt, kommt es hier wie bei den Einmündungen von Flüssen in ein Seebecken zu Deltabildungen (Fig. 318, 319 und 320). Das gröbere, sandige und auch viel schlammiges Material wird abgelagert, und nur feinste festländische Teilchen gelangen ins weite, offene Meer hinaus.

¹⁾ Ein entsprechender Vorlesungsversuch besteht darin, zwei gleiche Glaszylinder mit je derselben Wassermenge zu versehen, die aber bei einem Zylinder einen Zusatz von Chlorkalziumlösung enthält, und in beiden gleich viel Ton zu einer Trübe aufzurühren. In dem salzhaltigen Wasser setzt sich die Trübe weit schneller ab als im reinen Wasser. Diese Beschleunigung des Absetzens (durch Flockenbildung also Verringerung der Oberflächenreibung) wird von allen Elektrolyten hervorgerufen, am schnellsten wirken Ca- und Mg-Salze. Harte Wasser klären sich schnell.

Bohrungen haben ergeben, daß die Mächtigkeit des Rhonedeltas im Genfer See bereits über 250 m beträgt. Es hat sich seit altrömischer Zeit um 2 km vorgeschoben. Bei entsprechendem Fortschreiten würde der Genfer See in 48000 Jahren ausgefüllt sein. Das Podelta soll jährlich an 70 m vorrücken. Ravenna, das jetzt an 10 km vom Meere entfernt liegt, war in der spätern römischen Kaiserzeit der Haupthafen Italiens für den Verkehr nach dem Osten. Die lombardische Tiefebene war zu jüngster Tertiärzeit noch vom Meere bedeckt. Seit dem Pliocän ist diese Bucht durch Absätze des Po und seiner Nebenflüsse zugeschüttet. Diese Ablagerungen sind durch Bohrungen bei Mailand bei 162 m Teufe noch nicht durchsunken und bei Modena als 115 m mächtig erkannt. Der Schutt des Himalayagebirges liegt in der Indus-Ganges-Ebene an 250 m mächtig ausgebreitet.

Außer den festen Teilen, welche die Flüsse ins Meer bringen, kommen in letzterm ferner Materialien zum Absatz, die von der Brandung losgebrochen sind und von Küstenströmungen sowie durch Ebbe und Flut transportiert werden. Im allgemeinen vollzieht sich auch hier eine Aufbereitung nach der

Gestalt der Gesteinsstücke, insofern die größern Teile, Bruchstücke, Gerölle, Sand in der Landnähe wieder abgelagert werden und das feine, staubförmige Material durch die Wasserbewegung ins offene Meer transportiert und hier allmählich abgesetzt wird. Marine, klastische Uferbildungen (Litoralabsätze) bestehen somit meist aus grobem Material, während klastische Tiefseebildungen (pelagische Absätze) schlammförmig sind.

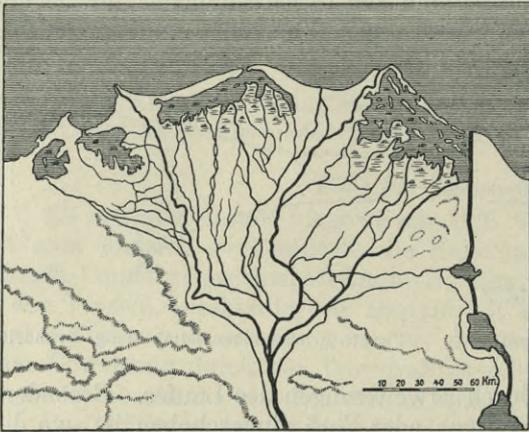


Fig. 320. Nildelta.

Natürlich kann es gelegentlich auch in Küstennähe zum Absatz feiner Teile kommen, wenn nämlich die verfrachtende Kraft des Wassers hier durch besondere Umstände gering ist. So ist es in den flachen, fast abgeschlossenen Wattenmeeren der Nordsee, auch in den Marschgebieten, deren fruchtbarer Kleiboden sich aus Wasser abgesetzt hat, dessen Strömung durch Fangdämme, Gräben usw. stark gemäßigt wurde. In den Tropen befördern vielfach sog. Mangrovesümpfe am Meeresufer den Absatz schlammiger Teile.

Die außerordentliche Mächtigkeit, welche manche einstige Küstenabsätze, jetzige Sandsteine, Konglomerate usw., aufweisen, läßt sich wohl nicht anders erklären, als daß die betreffenden Strandgebieten im Absinken begriffen waren, so daß immer weiter auf den alten sich neue Ablagerungen vollziehen konnten. Seien beispielsweise die an 12000 Fuß mächtigen Schichtenfolgen auf der Koloradohochfläche erwähnt, die nach Gesteinsbeschaffenheit und Versteinerungen aus flachem Meere abgesetzt sind.

Die Beobachtung des Transportes und Absatzes fester Massen in den natürlichen Wasserläufen gibt den Wasserbautechnikern wertvolle Fingerzeige, wie bei künstlichen Wasserbauanlagen durch entsprechende Werke oder bei natürlichen Wasserläufen durch Korrekturen die Transportverhältnisse fester Teile im Wasser geregelt werden können. Unter Berücksichtigung des Umstandes, daß Wasserläuferweiterungen vermindert auf die Geschwindigkeit des Wassers und somit stark abschwächend auf sein Transportvermögen wirken, legt man z. B. vor Häfen oder Talsperrbecken eigene Absatzbecken (Geröllfänge) an, in denen ein großer Teil des mitgeführten Materials bereits zur Ruhe

kommt. Bei Flußläufen wird häufig die mittlere Wasserbahn von Absätzen dadurch frei gehalten, daß man vom Ufer aus schräg gegen den Wasserstrom eine Anzahl parallel gestellter Dämme, sog. Buhnen (Fig. 321), baut, zwischen denen sich die Sande usw. absetzen, während der Fluß seine Mittelbahn selbst frei hält oder sein Bett nun hier sogar vertieft.

Krümmungen der Flußläufe, die ja nicht selten bis zu vielfachen Schlangenwindungen gehen, werden nach Möglichkeit ausgeglichen, oder es wird doch ihre Weiterentwicklung gehemmt.

Der Schlangenlauf der Flüsse ist darauf zurückzuführen, daß der ideelle geradlinige Mittelstromstrich nicht vom Wasser innegehalten wird, vielmehr örtlich, etwa durch Wechsel des Gefälles oder Verbreiterung des Laufes, Bogenströmungen (Wirbel) zustande kommen, die zunächst gegen eine Seite des Ufers sich wenden, es zerstören und eine Aushöhlung in es hineinarbeiten, während am

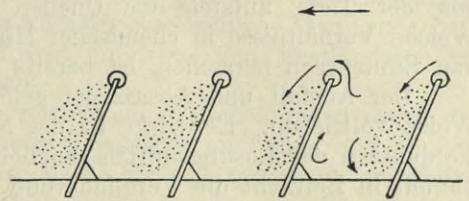


Fig. 321. Absatz zwischen Buhnen in einem Flußlauf

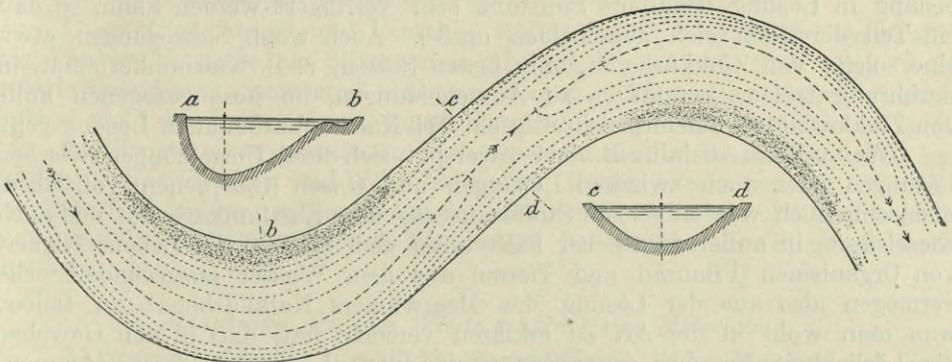


Fig. 322. Schematische Darstellung der Erosion und des Absatzes (Abbruch und Anlanden) in einem geschwängelten Flußlauf. Die beiden Schnitte sind überhöht dargestellt.

gegenüberliegenden Ufer infolge der durch Geschwindigkeitsverringerng verminderten Transportfähigkeit des Wassers Absatz erfolgt (Fig. 322). Den weitem Uferzerstörungen wirkt man durch Ausbau der Stoßseite des Wassers entgegen.

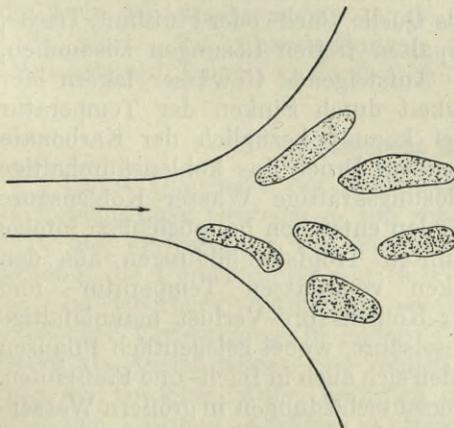


Fig. 323. Sandbänke eines zerstörten Deltas.

Da das Verfrachtungsvermögen von Flüssen an derselben Stelle mit der Wassermenge wächst und fällt, so findet man, daß bei Hochwasser häufig Kies-, Sand- oder Schlammassen vom Strome bzw. von den Uferströmungen wieder durchfurcht, in einzelne Bänke zerlegt oder selbst vollständig umgelagert werden (Fig. 323). Auf das Wandern solcher Sand- und Geröllbänke ist bei der technischen Instandhaltung der Wasserbahn natürlich besonders Bedacht zu nehmen.

Ablagerung der in Lösung transportierten Substanzen. Wie berichtet ist, werden außerordentlich große Mengen sehr verschiedener Substanzen vom Wasser im gelösten Zustande verfrachtet. Sie werden, soweit

sie sich nicht schon auf den Zufuhrwegen absetzen, nach Sammelbecken transportiert. Als solches kommt vor allem der weite Ozean in Betracht, in den seit undenklichen Zeiten gelöste Stoffe eingeführt sind.

Andre Sammelstellen von Lösungen stellen die Binnenmeere und -seen dar, in welche aus beschränktern Gebieten ausgelaugte Salze durch Flüsse und Bäche geführt werden. In sie wie auch in den Ozean können im übrigen aus der Tiefe aufsteigende Quellen gleichfalls gelöstes Material bringen. Welche Verhältnisse in chemischer Hinsicht im Wasser der Ozeane und dem von Binnenseen herrschen, ist bereits S. 206 und 207 erörtert.

Der Ausfall und Absatz der gelösten Stoffe kann sich auf verschiedene Weise vollziehen. Es wirkt in der Natur in diesem Sinne sehr häufig ein Verdunsten des Lösungsmittels, so bei der Entstehung von Salzlagern. Ferner kommt in Betracht die Verminderung der Lösungsfähigkeit des Wassers, wie sie z. B. bei aufsteigenden Quellen durch Erniedrigung der Temperatur und des Druckes, bezüglich der Karbonate durch Ausscheidung der Kohlensäure aus dem Wasser zuwege kommt. Sehr wesentlich erscheint in der Hinsicht auch der Zusammenfluß von Lösungen, wobei die Lösungsfähigkeit für eine bislang in Lösung gehaltene Substanz sehr verringert werden kann, so daß ein Teil derselben sich ausscheiden muß¹⁾. Auch wenn Salzlösungen, etwa eine solche von Zinkkarbonat, mit festen Salzen, z. B. Kalziumkarbonat, in Berührung treten, kommt es zu Ausscheidungen, im herangezogenen Falle von Zinkkarbonat, indem gleichzeitig ein Teil Kalziumkarbonat in Lösung geht.

Weiter kann Ausfall, z. B. von Schwerspat, sich durch Umsetzungen zwischen Lösungen oder auch zwischen Lösungen und Gasen (Gasquellen) vollziehen, und schließlich werden gelöste Stoffe, insbesondere Kalziumkarbonat und auch Kieselsäure, in außerordentlicher Fülle unter dem Einfluß der Lebenstätigkeit von Organismen (Pflanzen und Tieren) aus dem Wasser ausgesondert. Sie vermögen also aus der Lösung des Meerwassers Kalkkarbonat zu fällen, was man wohl in der Art zu erklären versucht hat, daß in den Geweben die Löslichkeit für den genannten Stoff durch Lösungsgenossen (Ammonkarbonat) erniedrigt werde.

Der Ort der Ausscheidung kann dem obigen entsprechend unterirdisch, z. B. auf Spalten oder in den Hohlräumen blasiger Eruptivgesteine, auch in porösen Gesteinsmassen, etwa Sanden gelegen sein, die dann Sandstein werden, oder sich auf der Oberfläche der Lithosphäre als Quelle, Bach- oder Flußlauf, Teich-, See- oder Meeresbecken befinden. Auf Spalten treffen Lösungen zusammen, die sich eventuell miteinander umsetzen. Aufsteigende Gewässer lagern hier oft Material ab, weil ihre Lösungsfähigkeit durch Sinken der Temperatur und des Druckes geringer wird. Hierbei kommt bezüglich der Karbonate noch besonders in Betracht, daß mit fallendem Druck das kohlenstoffhaltige und deshalb für Karbonate besonders lösungskräftige Wasser Kohlensäure verliert und z. B. Kalk abscheidet. In Höhlen entstehen hauptsächlich infolge der Kohlensäure-Verdunstung die bekannten Tropfsteinbildungen aus den zirkulierenden Gewässern. In Quellbecken veranlassen Temperatur- und Druckverminderung, eventuell begleitender Kohlensäure-Verlust mannigfaltige Absätze, besonders aber von Kalk und Kieselsäure, wobei gelegentlich Pflanzen helfend eingreifen. Derartige Sedimente finden sich auch in Bach- und Flußläufen.

Am wichtigsten erscheinen die Lösungsausscheidungen in größern Wasseransammlungen inmitten des Festlandes bzw. in Meeresteilen. Verminderung

¹⁾ Die Löslichkeit eines Salzes in Wasser wird verringert, wenn ein anderes Salz (bzw. eine Säure) mit einem gleichartigen Ion hinzutritt (vgl. S. 198, Fußnote). Ein lehrreicher Vorlesungsversuch ist in der Hinsicht das reichliche Ausfällen von Chlorkalzium bzw. Chlorkalium aus seiner gesättigten Lösung durch einige Tropfen Salzsäure.

des Lösungsmittels, also des Wassers, bis zur Salzausscheidung kommt nur in Betracht, falls die betreffenden Wasseransammlungen keine oder nur sehr beschränkte Verbindung mit dem Ozean haben und auch nur verhältnismäßig geringe Wasserzufuhr durch Flüsse in die Absatzbecken erfolgt. Man beobachtet solche Austrocknungen in der Gegenwart inmitten von Festländern mit trockenem Klima, in Steppen und Wüsten.

Besonders zu betonen ist, daß die reichlichen Ausscheidungen durch die Tierwelt außer in kleinern und größern Gewässern im Lande und an den Küsten (Korallenbauten) auch im offenen Meere vor sich gehen, wo unzählige kleine Lebewesen, dem sog. Plankton angehörend, wie Globigerinen, Radiolarien u. a., dem Meerwasser gelöste Substanzen entnehmen und nach dem Absterben zu Boden sinken.

Ablagerung der durch Eis verfrachteten Materialien.

Durch Gletschereis und Inlandeis transportierte feste Stoffe lagern sich am vordern Eisrande als Stirnmoräne ab (vgl. Fig. 317, S. 219). Das bloßgelegte Grundmoränenmaterial bleibt vor dem zurücktretenden Gletscher ruhen, falls es nicht durch die Schmelzwasser zum Teil oder ganz fortgeschwemmt wird.

Als Zeuge einer gewaltigen Eisdecke zieht sich z. B. ein über 1000 km langer Endmoränenzug auf dem baltischen Höhenrücken entlang. Grundmoränen (Geschiebemergel) sowie mit der einstigen Gletscherbedeckung ursächlich zusammenhängende Sande und Tonabsätze bedecken weite Strecken Norddeutschlands.

Ablagerung der vom Winde verfrachteten Materialien.

Ablagerungen fester, vom Winde transportierter Teile vollziehen sich, ganz entsprechend wie der Absatz solcher Massen aus dem Wasser, wenn die Transportkraft der Luftströmungen versagt, so beim Schwächerwerden der Windbewegung oder wenn sich Widerstände z. B. in Gestalt einer Vegetationsdecke einstellen (vgl. Löß). Der Niederschlag der feinst staubförmigen Teilchen in der Luft wird insbesondere durch den Regen besorgt, der, wie bekannt, die Luft klärt. Zu Ausscheidungen gelöster Substanzen, insbesondere von Wasserdampf, kommt es durch Abkühlen der Luftmassen (vgl. Schnee und Eis).

d) Diagenese der Sedimentgesteine.

Unter Diagenese der Sedimentgesteine versteht man ihre Umwandlung zum endgültigen Gestein; so, um zur Erläuterung gleich einige Fälle anzuführen, z. B. die Verfestigung von Sand zu Sandstein, von Tonschlamm zu Tonschiefer, die Umwandlung von Holz zu Steinkohle.

Im Überblick betrachtet, erscheinen die diagenetischen Vorgänge als solche der Verfestigung, in andern Fällen als ein Umkristallisieren (Umstehen), ferner als Auslaugungen und schließlich als umfassende chemische Umänderung des Gesteins, wobei natürlich mehrere Umstände sich verbinden können.

Die jüngsten Absätze in Meeren, Seen, Flüssen sowie die rezenten äolischen Sedimente sind locker. Offenbar war dies auch bei den entsprechenden Bodensätzen früherer geologischer Perioden der Fall, die jetzt verhärtet vorliegen. Diese Zustandsänderung erklärt sich einmal durch das Austrocknen einst schlammiger Massen, wie man es bei Tonschlamm künstlich nachmachen kann; er erhärtet an der Luft. Von großem Einfluß ist aber in der in Rede

stehenden Hinsicht Druck gewesen, wie er durch Überlagerung von Bodensätzen durch andre als Pressung des Hangenden auf das Liegende entsteht, wie er aber in noch weit gewaltigerem Maße als Gebirgsdruck ausgeübt ist. Unter dem Einfluß des Druckes hat sich eine Verdichtung und damit Verfestigung vollzogen, in der nämlichen Art wie durch Maschinendruck Tonpulver zu ziemlich harten Massen sich verdichten läßt. Als wichtiges Beispiel seien die weitverbreiteten Tonschiefer erwähnt, deren einst schlammiges Material sich nun wohl verfestigt und überdies, wenn Dachschiefer vorliegt, mit Druckschieferung versehen, darbietet (S. 40). Von hohem Interesse ist in der Hinsicht, daß uralte tonige Sedimente in den baltischen Provinzen noch locker und lose sind, sie haben bislang keinen Gebirgsdruck erlitten, anderseits sind alpine Dachschiefer tertiären Alters. Die Verfestigung ist ersichtlich nicht einfach dem Alter proportional, sondern die erwähnten besondern Umstände waren die Ursache der „Versteinung“. Natürlich ist die physikalische Natur des gepreßten Materials von großer Bedeutung für die Druckverfestigung. Reine Quarzsande backen durch Gebirgsdruck kaum aneinander, während ein wenig toniges Zwischenmittel höchst förderlich für den Zusammenhalt ist.

Eine andre Art der Verfestigung besteht in einer nachträglichen Ausfüllung der Lücken zwischen lockern Teilen, die auf die Weise miteinander verkittet werden. Derartiges vollzieht sich z. B. bei durch Gebirgsdruck zerklüfteten, in eckige Bruchstücke zerlegten Gesteinsmassen, wie manchen Marmoren (Breccienmarmor), vielen Kieselschiefern, ferner bei eckigen oder beim Transport bereits verrundeten Gesteinstrümmern, die durch Ausfüllen der Lücken zu Breccien bzw. Konglomeraten werden, bei Quarzsand, zwischen dessen Körner sich Kalkspat, Quarz, Chalcedon oder Opal als „Fülle“, ausgeschieden aus wandernden Lösungen, setzt. Der Sand wird zu Sandstein. Eine „Quarzfülle“ veranlaßt im Quarzsand einen besonders innigen Verband, da der neugebildete Quarz sich als parallele Fortwachsung der alten Quarzkörner ansiedelt und so eine eigentliche Grenze zwischen der alten und neuen Substanz gar nicht vorhanden ist¹⁾.

Die verkittende Substanz kann von fern her in Lösung herangeführt sein, in andern Fällen entstammt sie höhern Lagen desselben Gesteins. Letzteres kommt bei den Travertin genannten porösen Kalkmassen vor, deren Lücken durch Kalkabsatz verheilen.

Im Anschluß an solche Zuführungen von Substanzen sei erwähnt, daß natürlich derartige Absätze nicht immer gleichmäßig das ganze Gestein durchsetzen; zuweilen sind gewisse Stellen bevorzugt, ähnlich wie bei Gradierwerken z. B. die untern Reisiglagen reichlicher umkrustet werden als die obern, da die wandernde Lauge erst allmählich den Sättigungsgrad erreicht und nach und nach mehr und mehr Gradierstein aussondert. In den Gesteinen kommt es nicht selten zu ganz örtlichen, aber zahlreich sich wiederholenden Ausscheidungen, deren Ergebnis dann die sog. Konkretionen, z. B. von Schwespat in Sand, Kalkstein oder Feuerstein in Mergel, Eisenkies in Ton, Lößpuppen in Löß usw., sind. Deecke beobachtete die Bildung solcher sekundärer Knauern in Sand, in welchen Wasser von oben eindrang.

¹⁾ Man hat den Vorgang der Bildung von Kiesel (Quarz, Chalcedon, Opal) zwischen Sandkörnern wohl Einkieselung genannt, entsprechend der Umhüllung von Quarz durch Kieselsubstanz. Analog dem Ausdrucke und Vorgange einer Durchtränkung ließe sich die Erscheinung auch sinngemäß als Durchkieselung bezeichnen.

Ist in den obigen Fällen dem Gestein Material zugeführt, so gibt es andererseits diagenetische Vorgänge, die mit einer Stoffentfernung, und zwar durch Auslaugen, zusammenhängen. Dahin rechnet das Entsalzen mariner Sedimente. Ihrer Entstehung in Salzwasser entsprechend, beherbergen sie die Stoffe, die im Wasser gelöst waren, in dem sie sich niederschlugen und das sie bei ihrem Absatz durchtränkte. Nach der Trockenlegung wird ihnen das lösliche Salz durch wandernde Gewässer allmählich entzogen. In der Nähe der Erdoberfläche ist dies in feuchten Gegenden bereits gründlich erfolgt. Zieht man aber Bohrkerne, so findet man Gesteine auch hier nicht selten noch salzig. Manche Solquellen mögen auf derartige Auslaugung zurückzuführen sein.

Von hoher landwirtschaftlicher Bedeutung ist die Entkalkung der Gesteine durch die Tagewasser. Sie nehmen z. B. dem Löß und dem in Norddeutschland weitverbreiteten Geschiebemergel (Grundmoräne) das kohlen-saure Kalzium und können diese Böden so arm an Kalkkarbonat machen, daß ihnen Mergeln gut tut (Mergel = toniger Kalk).

Schließlich sind diagenetische Vorgänge zu erwähnen, bei denen auch der chemische Charakter der ursprünglichen Ablagerungen ganz besonders stark verändert wird. Dahin rechnet z. B. die Verkieselung von Kalkstein. In dem Falle tritt an Stelle des Kalkkarbonats Kieselsäure (als Quarz, Chalcedon oder Opal). Dabei können feine Gesteinsstrukturen erhalten bleiben, so daß man die Formen und die Struktur von Versteinerungen, z. B. von Korallen noch vortrefflich erkennen kann. Verkieselungen in großem Maßstabe hat man auch bei Sandsteinen erschlossen, die ursprünglich kalkiges Bindemittel besaßen; es wurde durch Kiesel verdrängt.

Ein Prozeß von großer geologischer Bedeutung, der aber noch eingehenderer Studien zu seiner Erklärung bedarf, ist die Dolomitisierung von Kalksteinen; sie beruht auf einer Zufuhr von Magnesiumkarbonat, wobei gewöhnlich sich auch weitgehende Gefügeveränderungen ereigneten, so daß z. B. Petrefakten im Gestein nicht mehr zu bestimmen sind. Von mehr oder minder weitgehenden chemischen Änderungen und wenigstens in seinen Endgliedern von starken Umwandlungen der Struktur begleitet ist der diagenetische Prozeß der Verkohlung, der die Umänderung von Holzsubstanz zu Kohle betrifft. Über die einschlägigen Verhältnisse wird später ausführlich gesprochen, so daß sich eine Erörterung an dieser Stelle erübrigt. Verschiedene diagenetische Vorgänge, die natürliche Entwässerung des Eisenhydroxyds $\text{Fe}(\text{HO})_3$ zu Eisen-oxyd bzw. seine Verwandlung zu andern Hydroxyden, die Umwandlung von Aragonit im großen Maßstabe seien hier nur angedeutet, zum Teil weil in der Gesteinssystematik näher davon und auch noch von andern diagenetischen Prozessen die Rede sein wird, zum Teil weil die einschlägigen Kenntnisse noch sehr lückenhaft sind.

Mit der Diagenese ist die Bildung der Sedimente beendet. Damit ist nicht gesagt, daß sie nicht noch von spätern Umwandlungsvorgängen, auch außer den weiter oben geschilderten Zerstörungsprozessen, ergriffen werden könnten. In der Hinsicht sei zunächst an die Kontaktmetamorphosen und Injektionsmetamorphosen (S. 163) erinnert. Weiterhin haben die gebirgs-bildenden Kräfte ihren Einfluß oft auf Sedimente ausgeübt, innere Zer-trümmerungen, Streckungen, Auswälvungen usw. verursacht (Dynamometamorphose). Schließlich sei auf die Erscheinung der sog. Regionalmetamorphose (Abschnitt XI) hingewiesen.

2. Einteilung der Sedimentgesteine.

Trümmersedimente (klastische Sedimente) bestehen wesentlich aus den mehr oder minder auch chemisch umgeänderten, zum Teil aus chemisch unberührten Trümmern anderer Gesteine.

Ausscheidungssedimente stellen wesentlich den Niederschlag von Ausscheidungen aus Lösungen dar.

Kohlen, Asphalt, Erdwachs, Erdöl und Guano nehmen eine Sonderstellung ein.

3. Trümmersedimente. Klastische Sedimente.

Lose Trümmersedimente.

Gerölle, Kies, Grand, Sand, Schluff. Gerölle und Kies nennt man lose angehäufte, durch Transport mehr oder minder verrundete, größere, mindestens etwa haselnußgroße Gesteinsbruchstücke. Grus oder Grand ist eine ähnliche Anhäufung von kleinern, erbsen- bis haselnußgroßen Stücken. Bei noch geringern Größenverhältnissen liegt schließlich Sand vor. Feinster Staubsand wird Schluff genannt.

Da mit fortschreitender Zerkleinerung die chemische Zerstörung der Gesteine, wenn sie naß transportiert werden, Hand in Hand geht, so kommt es, daß im Sande, dem Produkte weitgehender Zerkleinerung, die chemisch leicht zerstörbaren Mineralien meist fehlen und wesentlich nur noch das widerstandsfähigste der verbreiteten Mineralien, nämlich Quarz, vorliegt. Manche Sande sind sehr reine Kieselsäure und deshalb für die Industrie zur Herstellung vollkommen klarer Gläser sehr wichtig. So enthalten Sande von Herzogenrath bei Aachen 99,7% SiO_2 , an CaO 0,1%, an MgO 0,06% und $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 0,09%. Die den Quarz einst begleitenden hellen Glimmer sind infolge sehr vollkommener Spaltbarkeit häufig in feine Schüppchen zerfallen, kommen aber nicht gerade selten sichtbar im Sande vor. Andre angreifbare Mineralien, wie Feldspat, Biotit, Augit, Hornblende, sind sehr oft zu staubförmigem Kaolin, Chlorit usw. umgewandelt, und ihre Umwandlungsprodukte werden vom Wasser, insbesondere aber von der bewegten Luft weiter transportiert als der Quarz. Es gibt aber auch Sande mit reichlich Feldspat (Spatsand) und andern Silikaten.

Bei der Sedimentation von Quarzsanden hat sich zuweilen ein wenig Ton, auch wohl Glaukonit, abgesetzt, der die Quarzkörner etwas zusammenhält (Formsand). Als zum Teil nur mikroskopische Beimengungen zahlreicher Sande seien sonst noch erwähnt Turmalin, Granat, Rutil, Zirkon, Magnetit. Glaukonitsande sind durch Glaukonitkörnchen (Steinkerne von Foraminiferen und anderer Organismen) grün, Bleisande dunkel durch Gehalt an vermodernden Pflanzenteilen. Die gewöhnlichen Sandfarben sind weiß, gelblich oder gelbbraun (Eisenhydroxydbeimengung). Durch Lateritbeimischung sind manche rot.

Bemerkung. Rechnet man zum Sand alle losen Ablagerungen mit feinerem, aber zwischen Fingern noch fühlbarem Korn, so kommen auch in Betracht Oolithsand (Kalkspat), Magnetitsand, vulkanischer Sand u. a.

Die Quarze der Sande sind vielfach rundlich oder unregelmäßig eckig, zuweilen aber mit deutlichen kristallographischen Flächen versehen. Versuche haben ergeben, daß Quarzkristalle, die kleiner als 0,1 mm sind, ihre ebenen Flächen beim Transport im Wasser nicht verlieren. Größere werden mehr

oder minder verrundet. Beim Transport im Winde schleifen sich die Quarzkörnchen rundlich aneinander ab.

Einige besondere Arten von Vorkommnissen loser Trümmersedimente seien hierunter gekennzeichnet.

Seifen. Zuweilen findet man, daß in Kies, Grus, Sand außer Quarz andre widerstandsfähige Mineralien angereichert sind, die im anstehenden Gestein nur spärlich auftreten, so die chemisch schwer zerstörbaren Edelsteine Diamant, Rubin, Topas, Spinell, Zirkon, andererseits geschätzte Metalle, wie

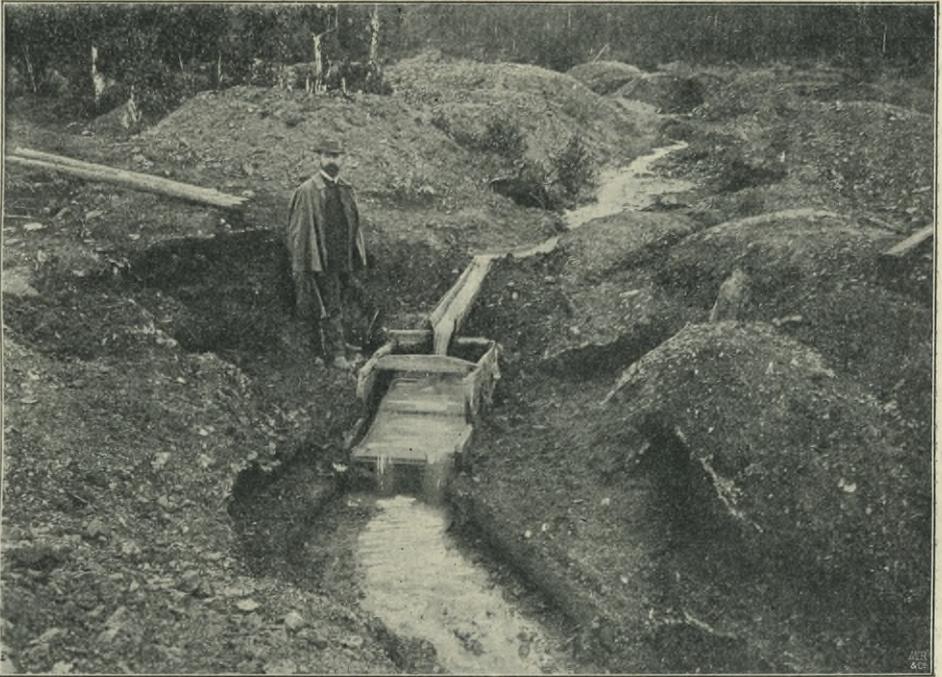


Fig. 324. Lose Trümmersmassen einer Platinseife bei Solowlow (Ural).
In der Bildmitte eine kleine Platinwaschanlage.

Gold, Platin, ferner Erze, wie Zinnstein und Magneteisenerz, auch das Hauptmineral der seltenen Erden also der für die Gewinnung von Thor und Cer für die Auerlicht-Industrie grundlegende Monazit. Solche Vorkommnisse heißen Seifen. Die Ursache für die Anreicherung der genannten Stoffe in den Trümmerslagerstätten ist ihre chemische und mechanische schwere Angreifbarkeit und ihr hohes spezifisches Gewicht. Sie bleiben nach der Zerstörung des Muttergesteins erhalten und werden bei ihrer schweren Transportfähigkeit in den Bächen und Flüssen nicht weit von dem Lagerorte des anstehenden Gesteins entfernt und somit relativ angereichert, gelegentlich vor allem in den untern Lagen der Schutt- und Sandmassen, in denen die schweren Stoffe sich allmählich sacken.

Derartige Ansammlungen insbesondere von Magneteisenerz findet man hier und dort auch am Meeresstrande. Es hat dann der Wellenschlag die Aufbereitung übernommen.

In den Trümmerlagerstätten der Seifen hat die Natur dem Bergmann gewissermaßen bereits vorgearbeitet, indem sie in den Bächen und Flüssen oder am Meeresufer beim Transport der Gesteine deren Zerkleinerung und die Trennung des Unwertigen vom Wertvollen (die Aufbereitung) durch Schlammprozesse übernahm. Es braucht dann vom Menschen die Konzentration nur zu Ende geführt zu werden. Bei Magneteisenerz kommt eine so starke Anreicherung vor, daß das Erz die Hauptmasse der Seife bildet. Von den häufigen Magneteisensanden am Ufer der Ostsee enthält z. B. nach Deecke der am Strande der Insel Ruden im Greifswalder Bodden 64 % Magnetit und Titaneisenerz neben 16 % Quarz, der Rest besteht aus Silikaten, wie Granat, Epidot, Zirkon und aus Rutil. An 200 km lange, sandige Magnetitablagerungen kennt man an der Küste der Nordinsel von Neuseeland.

Die ursprünglich durch nasse Aufbereitung entstandenen Seifen lagern vielfach trocken infolge der Veränderung der Wasserläufe.

Gelegentlich kennt man die zu Seifen gehörigen anstehenden Lagerstätten, so z. B. bei Goldseifen zugehörige Goldquarzgänge, bei den Platinseifen von Solowjow im Ural den platinhaltigen Serpentin.

Es sei an dieser Stelle auch der Gletscherablagerungen gedacht, vor allem der insbesondere für Norddeutschland sehr wichtigen tonig-kalkigen, mit Sand und Grus, auch Blöcken durchsetzten, schichtungslosen Geschiebemergel, welche die Grundmoränen der Inlandeisbedeckungen vorstellen. Etwa $\frac{1}{3}$ des norddeutschen Bodens wird von ihnen eingenommen. Diese Ablagerungen bestehen aus einem Gemenge mannigfaltiger Gesteine der verschiedensten Stückgröße, vom größten Block an bis zum feinsten Staube. Der norddeutsche Geschiebemergel führt Granit, Syenit, Diorit, Gabbro, Porphyre, Diabase, Basalte, Gneiße, Quarzite, Sandsteine, Kalksteine, Mergel, Feuersteine usw. in Bruchstücken. Die feinem Materialien (Grand, Sand, Ton) enthalten Quarz, Feldspat und andre Mineralien der Eruptive und kristalliner Schiefer, Ton, Kalk (meist 6—10 %) u. a. m. Oberflächlich ist der Geschiebemergel oft entkalkt, also zu Lehm verwandelt; auch sind seine Eisenverbindungen dort zu Oxydhydrat verändert, so daß gelbe und rostige Farben entstehen. Darunter findet sich noch der graue Mergel; die Grenzen des letztern nach oben sind meist sehr unregelmäßig. Durch Fortblasen und Fortschwemmen der feinen Teile an der Erdoberfläche entsteht hier eine Ackerkrume aus lehmigem Sand. Der Landschaftstypus der Grundmoräne ist leicht welliges, öfter seenreiches Gelände.

Drumlins sind anscheinend eine Art von Sandbänken, die unter der Eisbedeckung durch die hier abschmelzenden Gletscherwasser gebildet wurden. Asar sind Grandrücken, die in ihrer Entstehung noch nicht ganz aufgeklärt sind. Stirnmoränen (Endmoränen) sind wallartige Ablagerungen, die sich an der Front des Eises bei einem längern Stillstand seines Randes und bei ständigem Nachschub von Gesteinsmaterial bildeten. Sie sind besonders reich an Blöcken, weil das feinere Material durch die Schmelzwasser meist weiter fortgeführt wurde, so daß in der Stirnmoräne besonders viel Grobes liegen blieb. Der Landschaftscharakter der Endmoränen ist stark hügelig.

Bei den alpinen Gletschern findet man entsprechende Ablagerungen, indes kommen hier noch die Oberflächenmoränen (Seitenmoränen, beim Zusammenfluß zweier oder mehrerer Gletscher auch Mittelmoränen) in Betracht, die dem Inlandeis fehlten.

Die Absätze aus den Schmelzwasserströmen der Gletscher nennt man fluvio-glaziale Bildungen. Es sind Grande und Sande, die miteinander wechsellagern (im Gegensatz zum ungeschichteten Geschiebemergel), weiter ab tonige Sande, schließlich Tone und Tonmergel. Der Landschaftstypus der fluvio-glazialen Sandablagerungen ist der ausgedehnter Ebenen (Sandr).

Dünen nennt man größere Anhäufungen meist recht reinen und deshalb weißen Sandes, die beim Transport durch Wind vielerorts entstehen (Flugsand). Sie finden sich oft am Meeresstrande, aber auch häufig im Lande. Die Bedingung ihres Zustandekommens ist eine örtliche Rauigkeit des Bodens, an welcher sich der vom Winde herbeigeführte Sand fängt. Die lose Anhäufung wächst an und vor dem Hindernis allmählich in die Höhe. Oft gabelt sich der Windstrom vor der kleinen Ablagerung, um seitlich in



Fig. 325. Wanderdüne bei List auf der Nordseeinsel Sylt.

zwei Armen an ihr vorbeizuziehen. Demzufolge wachsen dann durch Sandabsatz an dem dünenbildenden Hemmnis zwei seitliche Verlängerungen in der Windrichtung an, so daß ein Barchan genannter hufeisenförmiger Sandhaufen entsteht, an dessen Luvseite das Material zu einer flach ansteigenden Böschung herbeigetragen wird, während der Sand jenseits des Dünenkammes an der Leeseite in den „Windschatten“ fällt und sich mit steilerem Böschungswinkel anlegt. Dünen wandern in der Hauptwindrichtung, an der pommerschen Küste jährlich an 9 m. Man sucht dieser Fortbewegung jedoch entgegenzuarbeiten, indem man die Dünenhügel bepflanzt.

Bemerkung. Von großer Bedeutung für die Landwirtschaft, für die Wasserbautechnik und für den Bergbau ist der Umstand, daß Gerölle, Grus, Kies, Sand stark wasserdurchlässig sind. Sie liefern meist einen trockenen, unfruchtbaren Boden. Das Wasser sickert schnell in sie ein, durchdringt ihre Lagerstätten und sammelt sich erst auf wassertragenden Gesteinen, z. B. Tonschichten, an. Auf letztern und in den wasserführenden Trümmern steht der unterirdische See des Grundwassers und fließen die Grundwasserströme.

Gelegentlich sind Sande förmlich von Wasser durchtränkt (Schwimm-sand) und dadurch sehr beweglich geworden. Schachtabteufen in Schwimmsand bringt oft sehr große Schwierigkeiten mit sich (Zeche Rheinpreußen am Niederrhein). Er bildet eine große Gefahr bei unterirdischen Bauten, in welche er als schwer aufhaltbarer Sandwasserstrom gelegentlich eindringt.

Auch sonst muß auf die Beweglichkeit loser Massen vorsichtig Rücksicht genommen werden, so bei Sandgruben, Einschnitten für Straßen und Eisenbahnen, bei Fundamentierungen usw. Während feste Gesteine steile, ja senkrechte Abbau- bzw. Einschnitt-Wände gestatten, muß bei lockerm Material der Böschungswinkel abgeflacht werden; er soll in der Regel 45° nicht übersteigen. Tunnel in Schutthalden sind natürlich zu vermeiden.

Verwendung finden Kies, Grus und Sand oft für Straßen und Wege, für die Herstellung von Mörtel¹⁾ und Beton, für Filteranlagen bei Wasserleitungen, Sand reichlich in der Glasfabrikation, für Schleifzwecke, als Formmaterial, zur Herstellung von Kalksandsteinen usw.

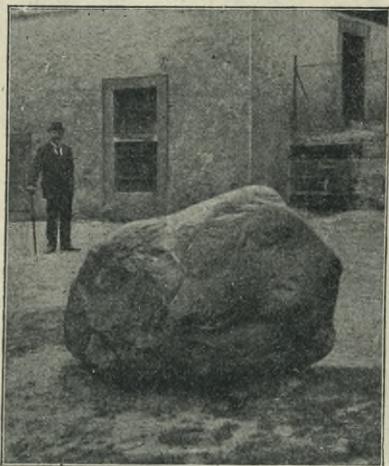


Fig. 326. Findling. Liebenburg (Harz).

Bei dieser Besprechung der Verwendbarkeit lockerer Sedimente sei auch nochmals auf die sog. Findlinge (erratischen Blöcke) und auf das in den Geschiebemergeln (Grundmoränen) lagernde Gesteinsmaterial hingewiesen, daß z. B. für die steinarmen norddeutschen Länder eine große technische Bedeutung hat. Man sammelt vielerorts dies vom Inlandeis aus Skandinavien und Finnland uns zugeführte vorzügliche Material und verwendet es als Steinschlag für Landstraßen, gelegentlich auch für Ornamentzwecke. Die 6,6 m im Durchmesser haltende, 75 000 kg schwere Vase vor dem Berliner alten Museum ist z. B. aus der Hälfte eines großen Findlings hergestellt, der bei Fürstenwalde gefunden wurde.

Erratische Blöcke liegen auch reichlich auf dem Boden der Nord- und besonders der Ostsee. Sie stören die Ausübung der Hochseefischerei, da die Schleppnetze an ihnen zerreißen. Die Fischdampfer vermeiden deshalb solche steinige Stellen.

Ton.

An seiner Zusammensetzung nimmt reichlich ein mikroskopisch glimmeriges oder amorphes, wasserhaltiges Tonerdesilikat teil, das in seinem reinsten Zustande als weißer, mikroskopisch zart blättchenförmiger Kaolin vorliegt und ein Verwitterungsprodukt hauptsächlich von Feldspat darstellt (S. 83 und 200). Die bei der Feldspatvertonung ausgeschiedene Menge von Kieselsäure zeigt sich gelegentlich als kieselige Knollen im Kaolin. Nicht selten kann man seine Entstehung aus feldspathaltigen Gesteinen, wie Granit (Cornwall, Karlsbad in Böhmen, Bornholm), Quarzporphyr (Meißen, Halle), Liparit (vielerorts in Japan), Augitandesit (Ungarn), in der Natur verfolgen.

Bei der Kaolinisierung der Gesteine handelt es sich einmal um Tiefenzersetzungen unter dem Einfluß von heißen, besonders in vulkanischen Gegenden aufsteigenden Lösungen. Diesen Zusammenhang erkennt man deutlich z. B. im Schemnitzer Bergwerksbezirk, so fand man es auch an dem berühmten Comstock-Erzgang bei Virginia-City in Nevada und

¹⁾ Sand, der dem Mörtel zugesetzt werden soll, wirkt am besten, wenn er scharfkantig (rauh) ist; er verbindet sich dann infolge seiner sehr großen Oberfläche besser mit dem Mörtelbrei zu fester Masse als bei glatten, runden Äußern.

andernorts. Man darf aber diesen energischen Kaolinisierungs-Vorgang nicht als einzigen Tonbildungsprozeß ansehen. Vielmehr kann kein Zweifel sein, daß die Kaolinbildung, die sich schnell bei etwas erhöhter Temperatur vollzieht, wenn auch langsamer durch die gewöhnlichen Tagewasser gleichfalls verursacht werden kann.

Reiner, bei 100° getrockneter Kaolin hat ein spezifisches Gewicht von 2,45. Bezüglich der übrigen Eigenschaften siehe S. 83.

In den unreineren, schlechthin Ton genannten Massen erkennt man unter dem Mikroskop viel feinen, staubförmigen Quarz, und sie gehen durch steigenden Quarzsandgehalt in Lehm über. Weiterhin erscheinen Feldspatteilchen, heller Glimmer, nach den Untersuchungen von Thürach, der sich um die mikroskopische Durchforschung vieler Sedimente verdient gemacht hat, auch Turmalin, Granat, Rutil, Zirkon usw. Als färbende Substanzen erkennt man Eisenoxyd (rot), Eisenhydroxyd (braun, gelb), kohlige und sonstige organische, zum Teil schleimige Bestandteile (Farben grau, blaugrau, schwarz). An gröbern Beimengungen sind zu erwähnen Eisenkies, Gips, oft in schönen Kristallen, Kalkspat in Knauern und vielfach hohlen, zuweilen gekammerten Knollen, Septarien genannt, ferner Konkretionen von Phosphorit, toniger Eisenspat in Nieren und Linsen (Sphärosiderit), auch wohl Glaukonit. In vielen Tönen findet man prachtvoll erhaltene Versteinerungen, die oft aus Eisenkies bestehen.

Fetter Ton fühlt sich geschmeidig (fettig) an, magerer rauher infolge beigemengter, nicht völlig staubfeiner Mineralien.

An besondern Arten seien außer dem Kaolin und dem gemeinen Ton noch erwähnt Salzton, ein zuweilen bituminöser, mit den Chloriden von Natrium und Magnesium durchtränkter, auch mit Steinsalzbrocken durchsetzter Ton, der oft Gips und Anhydrit, auch Magnesit sowie Tonerdehydrat (vgl. Laterit) enthält und in diese Gesteinsarten übergeht, ferner Alaunton (Vitriolton), voll von sehr fein verteiltem Eisenkies, Kohle und sonstigen bituminösen Stoffen. Durch Verwitterung des Kieses wird zur Bildung von Sulfaten von Ca auch von K und Al (Alaun) Veranlassung gegeben, welche letztere man durch Wasser auslaugen kann. (Z. B. Loosen in Mecklenburg, Bonn.) Zuweilen hat sich auch fein verteilter Schwefel im Ton gebildet.

Bolus nennt man einen eisenschüssigen zum Teil kalkigen Ton, der auf Klüften von Gesteinen, aber auch lagerhaft mit Bohnerzen vorkommt.

Walkerde ist eine tonige, grünliche, gelbliche, bräunliche oder weißliche Substanz, die im Gegensatz zu den eigentlichen Tönen mit Wasser nicht plastisch wird. Da sie Fette und Öle stark aufsaugt, wird sie zum Walken von Tüchern benutzt.

Schlick heißen die alluvialen Tone der Überschwemmungsgebiete großer Flüsse (Flußton), indes bezeichnet man auch schlammige Meeresabsätze mit demselben Namen. Der Fluß- und Meeresschlick bildet einen fruchtbaren Boden (Marschländer der Nordseeküste, Oderbruch, Weichseldelta usw.). Er ist zum Teil sehr reich an organischen Bestandteilen. (Vgl. Faulschlamm, Sapropel.)

Küstenschlamm und Tiefseeschlamm. Meereinwärts ordnen sich die Absätze an felsigen Küsten folgendermaßen: Blöcke, Kies, Sand, Strand Schlamm, Tiefsee-(pelagischer) Schlamm. An Ufern mit milden Gesteinen fehlen Block-, Kies-, auch wohl die Sandzone. Der Küsten-(Kontinental-) oder Flachseeschlamm hat zum Teil bläuliche Farbe, die von organischer Materie, auch fein verteiltem Eisensulfid herrührt (Blauschlamm), zum Teil ist er grünlich durch Glaukonitgehalt (Grünschlamm). Er geht zuweilen in glaukonitische Sande

(Grünsand) über. Die Glaukonitkörnchen werden als Steinkerne von Foraminiferen und andern Lebewesen gedeutet. Roter Küstenschlamm (Rotschlamm) findet sich dort vor, wo Laterit durch große Flüsse in das Meeresbecken eingeschlämmt wird, so an der südamerikanischen Ostküste. In Tiefen unter 1000 m bis zu den größten Meeressenken (9636 m) herrscht feiner roter Tonschlamm, der außer durch Eisenoxyd rot gefärbten Ton feinste Teilchen von Mineralien, Bimsstein, Obsidiansplitterchen, kosmischen Staub und größere konzentrisch-schalige Knollen aus Mangan- und Eisenoxyd enthält, welche letztere als Konkretionen um Fisch- und Wallfischknochen, Bimsstein usw. erkannt sind. Zuweilen beobachtet man im roten Tiefseeschlamm Knäulchen von Zeolithen.

Bei überwiegendem Gehalt an Kalk oder Kiesel tritt die rote Farbe des Tiefseeschlammes zurück. Diese Substanzen rühren wesentlich von den Gehäusen von Planktonorganismen her, nach welchen man bei reichlichem Gehalt denn auch die Tiefseeschlämme benennt. In der Hinsicht ist vor allem der Globigerinenschlamm zu erwähnen. Er hat größte Ähnlichkeit mit Kreideablagerungen. Pteropodenschlamm ist ein an Pteropoden reicher Kalkschlamm. Diatomeenschlamm führt wesentlich Kieselsubstanz neben etwa 25 % Kalksubstanz und ist eine gelbe, mehligte Bildung besonders nordischer Meere. Radiolarienschlamm enthält reichlich die zierlichen Radiolarien, ist durch viel Kiesel, wenig Kalk und im übrigen durch eisen-schüssigen Ton gekennzeichnet.

Sehr bemerkenswert ist das Zurücktreten des Kalkgehalts im Schlamm aus den größten Meerestiefen, sein Vorkommen hingegen in den höhern Lagen. Man hat dies so gedeutet, daß infolge des in bedeutenden Meerestiefen sehr hohen Wasserdruckes (je 10 m eine Atmosphäre, in 8000 m also 800 Atmosphären) die allmählich niedersinkenden Gehäuse des kalkschaligen Planktons gelöst werden.

Durch Zunahme des Gehalts an Eisenhydroxyd gehen gelbe Tone gelegentlich in sog. gelbe Ocker über. Manche ähnliche Massen enthalten rotes Eisenoxyd oder Gemische von Eisenoxyd und Hydroxyd, so daß sich allerlei Farbenabstufungen zeigen. Hierher sind zu rechnen die braunen Farben Terra di Siena und Umbra.

Schichtung ist vielfach im Ton nicht zu sehen; gelegentlich wird sie indes durch flächenförmig eingelagerte Konkretionen deutlich.

Vorkommen. Ton findet sich als Absatz aus Meeren, auch aus Süßwasserbecken, und zwar insbesondere in Jura, Kreide und auch im Tertiär. Weiter sei hier nochmals auf die diluvialen fluvioglacialen Tone aufmerksam gemacht. Bei St. Petersburg kennt man durch Gebirgsdruck nicht veränderten, in ursprünglicher, horizontaler Lage befindlichen, kambrischen Ton.

Der Tiefseeschlamm, insbesondere der rote, ist der verbreitetste der jungen Meeresbodenabsätze¹⁾.

Die Rolle, welche der Ton im Haushalte der Natur und in der Technik spielt, wird natürlich durch seine charakteristischen Eigenschaften bedingt.

Die trocken erdige, krümelige, milde Tonsubstanz zieht begierig Wasser an und saugt sich unter Volumvermehrung (Quellen des Tones) derart voll, daß nasser, jedoch nicht tröpfelnder Ton an 70 % Wasser enthalten kann. Er läßt Wasser nicht durch, bildet vielmehr eine wassertragende Schicht. Auf die Weise regeln Tonlagen das

¹⁾ Die Tiefsee nimmt etwa 345 Mill. qkm von dem insgesamt 371 Mill. qkm großen Meeresbezirke ein. Auf die Flachsee (bis 1000 m tief) kommen 26 Mill. qkm, auf die Strandsee nur 160000 qkm.

Niveau des Grundwassers und den Verlauf der Grundwasserströme, was bei Wasser-versorgungsanlagen von hoher Wichtigkeit ist. Die unterlagernden Gesteine werden vor Wasserzutritt bewahrt, etwaige Steinsalz- und Kalisalzagerstätten vor Auslaugung geschützt.

Bei technischen Anlagen, z. B. von Landstraßen, ist zu bedenken, daß Gesteine, welche geneigte Tonschichten überlagern, leicht ins Rutschen kommen und beim Anschneiden durch Wegebau oder Eisenbahnbau die Straßen oder Bahnlinien verschütten können. Sehr gefährlich ist es, Tonen ihr natürliches Widerlager zu nehmen, sie kommen in Bewegung, denn wassererfüllte Tonmassen sind plastisch und fließen unter ihrem eignen Druck. Es ist zu vermeiden, stark tonige Gesteine oder gar Ton selbst zur Herstellung z. B. von Eisenbahndämmen zu verwenden. Nach anhaltenden Regengüssen quellen und fließen solche Bauten selbst bei flachen Böschungen auseinander. Auch als Baugrund kann Ton gefährlich werden, insbesondere wenn er eine schräge Unterlage festerer Gesteine hat und auf ihnen bei Belastung ins Rutschen geraten kann. In solchen Fällen sind Fundamentierungen bis auf den festen Fels nötig¹⁾. Andererseits macht die Plastizität des feuchten Tones es leicht, ihn zur Herstellung von Backsteinen in Streifen zu formen und auf Steingröße zu zerschneiden. Für den Künstler stellt Ton ein sehr geschätztes Formmaterial dar. Die Ursache solch ausgezeichnet plastischen Verhaltens liegt vielleicht in der Beimengung organischer Substanz, die mit Wasser eine schlüpfrige kolloidale Lösung gibt.

Eine fernere, technisch wichtige Eigenschaft des Gesteins ist seine Verwendbarkeit als feuerfestes Material. Kaolin verliert in Glühhitze sein Wasser, wird hart, fest und widersteht außerordentlich hohen Temperaturen. Seine Schmelztemperatur ist etwa die des Platins. Auch ist er gegen viele chemische Reaktionen unempfindlich und infolge dieser Eigenschaften vortrefflich als Material für feuerfeste Steine geeignet. Seiner Verwendung entgegen steht indes in dieser Hinsicht die Eigenschaft beim Austrocknen und insbesondere bei hoher Hitze zu schwinden, d. h. sein Volumen stark (bis um 20% linear) zu verkleinern. Dabei erhält das Material leicht Risse. (Fig. 17, S. 14). Dies mißliche Verhalten des reineren (fetten, d. h. fettig anzufühlenden) Tones läßt sich durch Zusatz von Mitteln ausgleichen, die das Bestreben der starken Zusammenziehung beim Erhitzen nicht haben und das Schwinden des Materials infolge ihrer gleichmäßigen Verteilung in ihm verhindern.

Solche Mittel sind Quarzsand (Quarz „wächst“ in der Hitze), gepulverte feuerfeste Steine (Schamotte), Graphit. Der fette Ton wird durch Zusatz dieser Körper (der Magerungsmittel) mager (rauh anzufühlen). In der Natur sind vielen Tonen schon natürliche Magerungsmittel in Gestalt von Quarzsand beigemengt. Sie beeinträchtigen die Feuerfestigkeit des Tones bei nicht zu feinem Korn wenig²⁾, wohl aber geschieht das durch Eisen, Alkalien und alkalische Erden enthaltende Beimischungen, wie Biotit, Hornblende usw. Man erkennt diese Stoffe und ihre Menge durch chemische Analysen. Allerdings wird der Grad der Feuerfestigkeit auch von der mineralogischen Art der beigemengten Substanzen abhängen. Deshalb muß bei der technisch-chemischen Untersuchung von Tonen außer der Bauschanalyse auch eine Trennung nach Mineralbestandteilen soweit möglich gemacht werden (sog. rationelle Tonanalyse³⁾). In folgender Tabelle (der

1) Aus dem Grunde machte die Kirche Sacré Coeur auf dem Montmartre in Paris sehr umfangreiche Gründungsarbeiten und Absteifungen des Baugeländes nötig; im Untergrund lagert nämlich über Gips eine schräge Tonschicht. Es wurden daher 80 je 42 m tiefe Pfeiler bis auf den Gips angelegt (darunter 24 von je 25 qm Querschnitt). Die Kosten für diese Fundamentierung betragen 5 Mill. frs.

Beispiele für die Schwierigkeiten beim Eisenbahnbau und Bergwerksbetrieb in tonigen Gesteinen S. 107.

2) Sehr fein staubförmiger Quarz hat im Verhältnis zu seiner Masse außerordentlich große Ober- und damit Berührungsfläche mit Ton, in dem er verteilt ist. Daher ist die Gefahr des Zusammensinterns größer als bei größerem Korn der Quarze.

3) Sie besteht in folgendem: Behandlung des geglühten Tons mit mäßig konz. Schwefelsäure; die Tonerde des Tons wird in der entstandenen Lösung bestimmt. Im Rückstand: abgeschiedene Kieselsäure, Quarz, Feldspat usw. Aus diesem Rückstand wird die amorphe Kieselsäure durch kochende Alkalikarbonatlösung gelöst. (NB. In Natronlauge löst sich auch staubfeiner Quarz.) Die zurückbleibende Kieselsäure des Quarz und der Silikate verjagt man in besondern Proben durch Flußsäure, um im Rest die Basen der Silikate zu bestimmen. Auf die Weise wurden z. B. festgestellt im Ton von Sennewitz bei Halle 35,5% Quarz, 0,7% Feldspat, im Ton von Limoges hingegen 5,9% Quarz und 38,2% Feldspat, im geschlämten Ton von Zettlitz in Böhmen weder Quarz noch Feldspat.

Hüttenkunde von Schnabel entnommen) treten die Verschiedenheiten, z. B. bei Vergleich der Analysen I (Feuerfestigkeit = 100 gesetzt) und III (Feuerfestigkeit = 20) deutlich hervor.

Analysen feuerfester Tone.

SiO ₂ gebunden	SiO ₂ Quarz	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Alkalien	Glühverlust	Grad der Feuerfestigkeit
38,94	4,90	36,30	0,46	0,19	0,19	0,42	17,78	100
39,69	9,95	34,78	1,80	0,68	0,41	0,41	12,00	50
33,59	24,40	27,97	2,01	0,97	0,54	0,53	9,43	20

Herkunft: 1. Saarau in Schlesien, 2. Audenne (Belgien), 3. Oberkaufungen (Hessen).

Gehalt an Kalkstein oder Gips wirkt in Tonen, die für Backsteine, Ziegel usw. verwandt werden, besonders dann schädlich, wenn solche Stoffe in größeren Stücken im Material liegen. Kalkstein und Gips verlieren beim Brennen Kohlensäure bzw. Wasser, nehmen später Wasser auf und geben zum Treiben und Zerfallen der Steine Veranlassung.

Auch Eisenkies bzw. Markasit ist schädlich, da sein Eisengehalt die Bildung leichtschmelziger, dunkler Schlacken im Stein hervorruft. Das Auswintern des Tones, d. h. sein Liegenlassen über den Winter weg, hat den Zweck, ihn durch Frostwirkung aufzulockern, das Sulfid durch Luft und Wasser zu Brauneisenstein und vom Wasser auswaschbaren Eisenvitriol und Schwefelsäure verwittern zu lassen. Ist Kalkstein (CaCO₃) im Ton enthalten, so entsteht aus diesem, infolge von Umsetzung mit Eisensulfat (FeSO₄) oder Schwefelsäure (H₂SO₄), Gips (CaSO₄ · 2H₂O), der ja häufig in Tonen gefunden wird. Etwaiges (braunes oder gelbes) Brauneisenerz (2Fe₂O₃ · 3H₂O) wird beim Erhitzen in rotes Eisenoxyd (Fe₂O₃) verwandelt, organische Substanzen verbrennen. Daher rührt der Farbenanschlag der Tone bei der Herstellung von roten Backsteinen und von Ziegeln. Die gelben Backsteine werden wohl durch ein Eisensilikat gefärbt sein; Kalkgehalt im Ton begünstigt seine Bildung.

Die reinsten Tone (Kaolin) dienen für die Porzellanmanufaktur. Durch Zusatz von Feldspat wird die Schmelzbarkeit des Materials erhöht. Es entsteht Glas, das bei den durchscheinenden Fabrikaten die Eigenschaft der Lichtdurchlässigkeit infolge der Ausfüllung von Lücken zwischen den kristallinen Teilchen bedingt, ähnlich wie Öl Papier aufhellt.

Die landwirtschaftliche Bedeutung des Tons als Nährboden für Pflanzen beruht auf seinem Gehalt an verwitternden Mineralien (Ton selber als Aluminiumsilikat bietet den Gewächsen keine Nahrung, er ist an sich wie Quarz nährwertloser Boden), auf seiner Fähigkeit Wasser aufzusaugen, Kalisalze zu absorbieren und auf die Weise für die Pflanzen aufzuspeichern¹⁾. Weiterhin ist von größter Wichtigkeit die Undurchlässigkeit des Tons für Wasser. Er hält das Wasser in und über sich und gibt leicht zur Versumpfung Veranlassung. Die Durchlüftbarkeit tonigen Bodens ist entsprechend gering, seine Erwärmung bei großem Wassergehalt schwierig (kalter Boden). Das bekannte Schwinden, Verhärten, Rissigwerden, Krümmen und Sichhochheben der sich abgliedernden Scheiben kann zum Zerreißen von Pflanzenwurzeln führen, ebenso wie das Auffrieren wasserreichen Tons. Für den Pflanzenwuchs ist Krümelstruktur erwünscht, da sie die Durchlüftung und das Wurzelwachstum begünstigt. Gehalt an löslichen Salzen befördert die Bildung dieses Gefüges, ähnlich wie er Flockenbildung im trüben Wasser verursacht.

Lehm ist ein durch feinstes Brauneisenerz gelb oder bräunlich gefärbter Ton mit mehr oder minder reichlichem Gehalt an Quarzkörnern und Quarzstaub. Er enthält auch öfter Kalkkarbonat, Glimmerschüppchen und mancherlei sonstige mineralische und auch organische Verunreinigungen. Geschiebelehm ist glacialen Ursprungs, Höhlenlehm ein Rückstand der Kalklösung oder eingeschwemmtes Material.

Die Bildsamkeit und Feuerfestigkeit des Lehms ist weit geringer als die des Tons. Er wird hauptsächlich für Formzwecke, zur Herstellung von Wänden und für die Fabrikation minderwertiger Backsteine verwandt.

An Nährstoffen für Pflanzen enthält Lehm öfter weniger als Ton, sein Absorptionsvermögen ist geringer als bei letzterm, weit größer aber als bei Sand. In seinem Verhältnis zum Wasser hält Lehm eine meist gute Mitte zwischen Ton und Sand. Während letzterer zum schnellen Austrocknen neigt, ersterer leicht versumpft, ist die Wasser-

¹⁾ Im Ton sollen aus Lösungen auch Metallsalze niedergeschlagen werden. Für die Bildung von Erzlagerstätten z. B. in kaolinisierten Sandsteinen ist diese Erscheinung sehr bedeutungsvoll.

führung und damit auch die Durchlüftbarkeit und Erwärmbarkeit beim Lehm zu ein passenderes Maß gebracht.

Löß besteht wesentlich aus äußerst feinem Quarzstaub in spärlichem, durch Eisenhydroxyd gelblichen, tonigen Bindemittel. Zum Teil ist Löß reichlich von Kalkteilchen durchsetzt, und er enthält auch nicht selten Kalkkonkretionen (sog. Lößpuppen, Lößkindl, Lössingwer der Chinesen); zum Teil ist er durch wandernde Gewässer wieder entkalkt (Lößlehm oder Leimen). Der Zusammenhalt der Massen ist noch gewährleistet. Ja, es bildet der Löß oft schroffe Abfälle. Eine Schichtung fehlt vielfach. Im Wasser zerfällt er. Im Gegensatz zu Ton und Lehm ist Löß wasserdurchlässig.

Der Löß hat eine sehr weite Verbreitung in Tälern und an Gebirgshängen (Rheintal, Donautal, Elbetal in Sachsen von Pirna bis Meißen) sowie auch in Ebenen, z. B. in Böhmen; außerordentlich große Strecken bedeckt er in China, wo er nach v. Richthofen auf über 600 000 qkm verbreitet ist, und wo seine Lagen an 600 m Dicke erreichen. Wie eine Schneedecke bekleidet er dort Höhen und Tiefen. Es ist die berühmte gelbe Erde (Hwang tu) der Chinesen¹⁾.

Dem Löß wird nach dem Vorgange von v. Richthofen einestheils eine äolische Bildung zugeschrieben. Danach entsteht er dadurch, daß der Wind aus trocknen Ländern (Wüsten, nach der Eiszeit ev. aus sandreichen, ehemaligen Gletschergegenden) Staubmengen mit sich in oft sehr entfernt gelegene Steppengebiete führt, wo diese festen Teilchen sich in der Vegetation (Rasendecke) fangen und absetzen. Die Pflanzen wachsen durch den Staub fortgesetzt hindurch, und es erhöht sich so allmählich der Lößboden. Mit diesen Annahmen steht die Schichtungslosigkeit des Materials, das Vorkommen von Landschnecken, Knochen von Landtieren und von Pflanzenwurzelröhren gut im Einklang. Andere halten den Löß, wenigstens bestimmter Gegenden, für abgesetzte Fluß- oder Seetübe.

Löß ist im allgemeinen für Pflanzenwuchs gut geeignet.

Schwarzerde (Tschernosem) ist eine für den Ackerbau sehr wichtige, stark humose, schwarze Erde, die sich in durchschnittlich $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit in weiter Verbreitung im südlichen und mittlern Rußland sowie in Sibirien findet und auch in Deutschland, z. B. bei Magdeburg, vorkommt.

Laterit (von later Ziegelstein) nennt man lebhaft rote auch rotbraune, also stark eisenschüssige, zum Teil tonige, zum Teil wesentlich aus Aluminiumhydroxyd bestehende Verwitterungsprodukte besonders in tropischen Gegenden. Sie entstehen aus sehr verschiedenen Gesteinen, lagern entweder noch am Orte der Umwandlung (eluviale Laterite), wobei feinere Teile aus ihnen ausgewaschen sein können, oder stellen zusammengeschwemmte Massen dar (alluviale Laterite). Die erstern lassen öfters noch die ursprüngliche Gesteinsstruktur (z. B. eines Gabbros, Gneißes usw. erkennen), zum Teil sind es schlackig zellige, der Art an Eisengehalt angereicherte Umwandlungen des verwitterten Gesteins, daß sie als unreine Braun- oder Roteisensteine bezeichnet



Fig. 327. Konkretionen aus Löß (Lößpuppen).

¹⁾ Die gelbe Farbe des weitverbreiteten und geschätzten fruchtbaren Löß hat es in China verursacht, daß dort die gelbe Farbe zur vornehmsten erklärt wurde.

werden können; zuweilen entstehen förmliche Eisenerzkonglomerationen von Nuß- und Kopfgröße, selbst von noch weit bedeutenderen Dimensionen.

Mergel sind Übergangsgesteine von Ton zu Kalkstein, Dolomit, auch Gips.

Der Boden.

Unter Boden, der hier im Überblick¹⁾ betrachtet und bei der speziellen Gesteinsbeschreibung jeweils berücksichtigt werden soll, versteht man die oberste lockere Schicht der Erdrinde. Bezüglich der Entstehung, die im übrigen nach den Auseinandersetzungen über die Bildung der Sedimente keiner weiteren Erläuterung bedarf, hat man wohl gesondert in Urböden (Primitivböden) und umgelagerte Böden (Derivatböden), je nachdem sie unmittelbar über dem Gestein, aus dem sie entstanden, oder auf fremdem Gestein lagern.

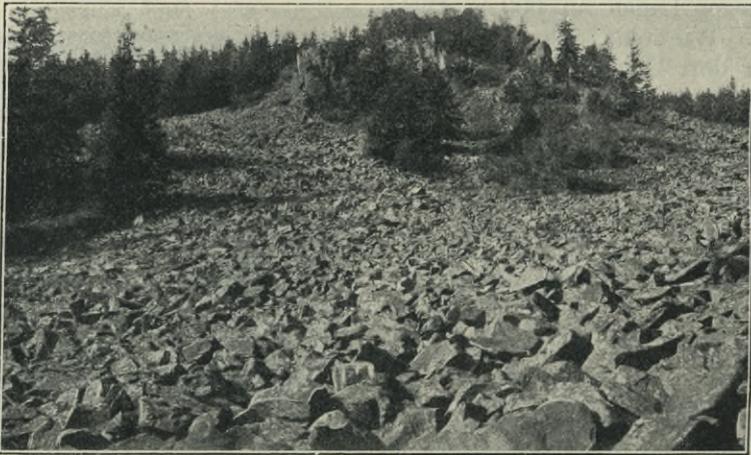


Fig. 328. Unfruchtbarer Steinboden (Quarzit).
Felsenmeer an den Hammersteinklippen (Harz).

Diese Einteilung ist also lediglich naturgeschichtlicher Art. Bodenkundlich muß man sich an die petrographische Natur des Materials halten. Nach der Größe der aufbauenden Bodenteile unterscheidet man Steinböden, Kiesböden, Grandböden, Sandböden, erdige Böden und bei letztern nach der mineralogischen Art des Hauptbestandteils Tonböden, Lehm Böden, Mergelböden, Kalkböden, Humusböden, Moorböden. Dabei gibt es zahlreiche Übergänge.

Das Bodenskelett heißen die über 2 mm (nach andern 0,25 mm, auch 3 mm) großen Bestandteile, das übrige ist die Feinerde.

In seiner Eigenschaft als Nährmagazin für die höhere Pflanzenwelt, die in ihm wurzelt, erweist sich der Boden durch folgende Umstände sehr wechselvoll.

Reine Stein-, Kies- und Grandböden bieten, abgesehen vom Wassergehalt, den Pflanzen keine Nahrung. Ganz wertlos als Nährboden sind auch reiner Sand und Ton, denn weder die Kieselsäure des Quarzes noch das Aluminiumsilikat des Kaolins sind von Gewächsen aufschließbar. Ebenso ist es beim Gemisch aus Sand und Ton, dem Lehm. Wenn nun trotzdem Pflanzen auf Lehm und Ton üppig gedeihen, auf Sand wenigstens fortkommen, so liegt das eben an den natürlichen Beimengungen in Gestalt für die

1) Ausführlich z. B.: Ramann, Bodenkunde.

Pflanzen nutzbarer Mineralsubstanzen und organischer Bestandteile bzw. bei deren Verminderung oder Erschöpfung an zugesetzten Düngemitteln. Die sog. Brache, das unbenutzt Liegenlassen der Felder, diene dazu, den erschöpften Boden durch Verwitterung von natürlichen Bestandteilen selber Nährstoffe bilden zu lassen. Das geht natürlich langsam vor sich. Jetzt hat man es in der Hand, den Boden durch Zusatz künstlicher Nährmittel alsbald wieder ertragfähig zu machen. Dabei ist nun eine sehr merkwürdige Eigenart gewisser Böden als Nährstoffspeicher zu erwähnen, nämlich die Fähigkeit, bestimmte Pflanzennährstoffe aus Lösungen an sich zu reißen und festzuhalten.

So absorbiert Ackererde aus Lösungen reichlich Kalisalze, Ammonverbindungen, weniger Natrium-, noch weniger Kalzium- und Magnesiumsalze. Lösliche Phosphorsalze werden zu schwer löslichen umgewandelt. Es handelt sich dabei um noch nicht genügend studierte Vorgänge, wie man sie analog auch von andern Stoffen (Holzkohle, Zeolithe) kennt. Im Boden ist einesteils der Ton an diesen Absorptionen beteiligt, andererseits setzt man in der Ackererde Zeolithe voraus, die ihr Kalzium z. B. gegen Kalium austauschen¹⁾.

Für eine gedeihliche Entwicklung höherer Gewächse im Boden kommen in der Hauptsache nun weiter noch folgende Umstände in Betracht. Zunächst und besonders wichtig ist die Aufnahmefähigkeit sowie der Grad der Durchlässigkeit der Böden gegen Wasser. Durch Stein-, Kies-, Grand- und Sandböden filtrierte das Wasser mit Leichtigkeit hindurch. Es sind trockne Böden. Ton- und Moorböden nehmen Wasser unter Aufquellen in großen Mengen auf, lassen es aber durch sich nicht oder nur schwer passieren. Sie liefern nasse Böden und neigen zur Versumpfung. Lehm steht zwischen Sand und Ton, auch Mergelböden nehmen eine Zwischenstellung ein. Trocknet Tonboden wieder aus, so schwindet er stark; er wird rissig und hart, dabei kann es zu schädlichem Zerreißen von Pflanzenwurzeln kommen, gleich wie beim „Auffrieren“ nassen Tons. Beim trocknen Sand treten solch schädliche Umstände nicht ein, und beim Lehm sind sie weniger zu fürchten als bei Ton.

Wie das Einsickern ist in andern Fällen das Aufsteigen von Wasser aus tiefern in höhere Schichten von Wichtigkeit für die Versorgung der obern Lagen mit dem für Pflanzen unentbehrlichen Naß. Trocknen die höhern Bodenteile durch Verdunsten des Wassers aus, so bewirken die Kapillarkräfte ein Emporsteigen der Flüssigkeit. Der Vorgang setzt natürlich feine Poren voraus.

Außer der Durchlässigkeit des Bodens für Wasser spielt die für Luft im Pflanzenleben eine große Rolle. Wie die Wasserdurchlässigkeit hängt sie vom Porengehalt des Bodens ab. Sie ist größer bei Sand- als bei Lehm- oder Tonboden. Für die Luftdurchlässigkeit kommt natürlich wesentlich der etwaige Gehalt der Erdkrume an Wasser in Betracht, da dieses ja die Poren erfüllt und schließt. Übermäßiger Wassergehalt kann erstickend auf Pflanzen wirken.

Schließlich sei die Bodenerwärmung in Betracht gezogen als ein wichtiges Lebensmoment für die Gewächse. Abgesehen davon, daß der erwähnte Vorgang von der Bodenneigung zur Richtung der Sonnenstrahlen, wie bekannt auch von seiner Farbe, von der Größe der Oberfläche (glatt oder rauh) abhängt, spielt in der erwähnten Hinsicht die Wärmeleitung eine Rolle, besonders aber die spezifische Wärme. Da nun gerade Wasser sehr viel Wärme verlangt, um sich um ein Bestimmtes zu erwärmen, so ist erklärlich, daß nasse Böden kalt, trockne warm sind. Dazu kommt die bedeutende Verdunstungskälte beim Verflüchtigen des Wassers. Andererseits gibt es seine Wärme nur langsam wieder ab.

Der Gang der Bodenuntersuchung, wie er von Wahnschaffe in seinem vortrefflichen Werke²⁾ ausführlich angegeben wird, ist folgender. Es wird eine Probe entnommen sowohl aus der Ackerkrume als auch aus dem flachern und tiefern Untergrunde; man bewerkstelligt das in Gruben oder vermittels eines Bohrers³⁾ (Fig. 329). Das lufttrockne Material wird der mechanischen Bodenanalyse, d. h. erst einem Sieben und dann, soweit es unter 2 mm Korngröße hat, einem Schlämverfahren unter-

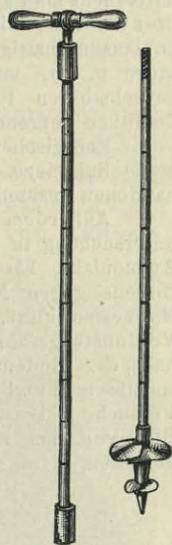


Fig. 329. Bohrer zur Entnahme von Bodenproben.

1) Ein Versuch z. B. mit Heulanditpulver und einer Chlorkaliumlösung läßt den erwähnten Austausch ganz gut erkennen.

2) F. Wahnschaffe: Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung.

3) Bezugsquelle: Dr. R. Muencke, Berlin.

worfen. Auf die Weise erhält man Aufschluß über die mechanische Mengung eines Bodens, die ja wesentlich bedingend ist für seine physikalischen Eigenschaften.

Bei der Bestimmung der Bodenbestandteile wird Bedacht genommen auf Feststellung des Gehaltes an Karbonaten von Kalzium und Magnesium auf chemischem Wege, fernerhin an Humussubstanzen, wobei das eventuelle Vorkommen der schädlichen, unter Luftabschluß entstandenen sauren Humusstoffe durch Vornahme der Lakmusreaktion besondere Beachtung erheischt. Die quantitative Humusbestimmung führt man am genauesten durch eine „Verbrennungsanalyse“ aus. Die Erkennung des Tongehaltes geschieht durch verbundenes Schläm- und chemisches Verfahren. Natürlich muß man dann mit destilliertem Wasser schlämmen. Die chemische Feststellung des Tons beruht wesentlich auf seiner Angreifbarkeit durch heiße Schwefelsäure, während gleichfalls abgeschlammter Quarzstaub ganz zurückbleibt und frische Feldspatteilchen im allgemeinen nur wenig angegriffen werden.

Den Sandgehalt ermittelt man durch Sieben und Schlämmen, sowie anschließende mineralogische Untersuchung (vgl. Trennungsverfahren S. 63). Die chemische Bausch-analyse ergibt die Zusammensetzung des ungesonderten Bodens.

Um ein Bild zu gewinnen über die im Boden vorhandenen Pflanzennährstoffe untersucht man aus ihm gewonnene Auszüge, die man herstellt mit kaltem CO_2 -freien Wasser (löst Chloride, Sulfate, Nitrate von Kalzium, Magnesium, Kalium, Natrium), mit $\frac{1}{4}$ -gesättigtem kohlenstoffhaltigen Wasser (in der Lösung findet man auch Tonerde, Eisenoxyd, Phosphorsäure u. a.), mit Zitronensäure oder Essigsäure (zur Bestimmung der von Pflanzen aufnehmbaren Phosphorsäure). Besonders leicht austauschbares Kali (vielleicht von Zeolithen aufgenommen) wird mit Kalkwasser ausgelaugt¹⁾.

Energischer als die vorgenannten Flüssigkeiten wirkt natürlich kalte und schließlich heiße Salzsäure. Der Auszug mit letzterer gibt Aufschluß über die augenblicklich vorhandenen zusammen mit den in Zukunft zur Verfügung stehenden Nährstoffen im Boden.

Außerdem kommen nun noch eine Reihe chemischer Bestimmungen für die Bodenuntersuchung in Betracht, auf welche hier nur hingedeutet sei, so die Feststellung des Ammoniaks, Eisenvitriols, freier Schwefelsäure, Eisensulfids u. a. Das Verhalten des Bodens gegen Nährlösungen (Absorption von Chlorammon, Kaliumnitrat, Kalziumnitrat, Magnesiumsulfat, Monokalziumphosphat) sowie gegen Gase, die Wasserkapazität, die Verdunstungsfähigkeit, Filtrationsfähigkeit, Wärmeaufnahme, Wärmeleitung, der Zusammenhalt der Bodenteilchen (Einzelkornggefüge wie bei Sand oder Krümelstruktur), sein spezifisches und Raumgewicht und somit sein Porengehalt werden durch einschlägige Versuche festgestellt (vgl. auch S. 103 u. f.). Auf die Weise wird ein naturwissenschaftliches Bild von den Bodenverhältnissen gewonnen und die Grundlage geschaffen für sachgemäßen, ertragreichen landwirtschaftlichen und forstlichen Betrieb.

Verfestigte Trümmersedimente.

Bei ihnen, z. B. bei Sandsteinen, sind die Gesteinstrümmen durch ein Bindemittel verbunden.

Eine Verkittung loser Gesteinstrümmen etwa von Sanden kann gleich bei ihrer Ablagerung geschehen, wenn sich z. B. mit sehr feinen Quarzteilen auch tonige Massen niederschlagen, oder wenn bei der Sedimentation der Quarzteile gleichzeitig durch Auskristallisieren aus wässriger Lösung sich Kieselsäure oder Hämatit (Roteisenstein, Fe_2O_3), Limonit (Brauneisenstein, $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) usw. ausscheidet. Vielfach ist das Bindemittel indes nach dem Absatz der Gerölle usw. entstanden. Es kann dann den Trümmern selbst entstammen, z. B. wenn einem Quarzsand reichlich Feldspat beigemischt war, der nun zu Kaolin verwittert und Verkittungsmaterial liefert; sehr oft ist es aber in Lösung zugeführt. Zuweilen ist ein Bindemittel infolge chemischer Umänderung durch ein andres nachträglich ersetzt, so bei Sandsteinen Kalkspat durch Quarz, Chalcedon oder Opal.

¹⁾ Die Aufnahme und Abgabe des Kalis durch Zeolithe im Austausch gegen Kalzium unterliegt natürlich dem Massenwirkungsgesetz. Bei reichlichem Gehalt der Lösung an Kali wird dieses von den Zeolithen aufgenommen, bei großem Kalziumgehalt der Lösung geben es die Zeolithe gegen Aufnahme von Kalzium wieder ab.

Man findet die Verkittung gelegentlich nicht durch die ganze Trümmersmasse fortgeschritten, sondern nur an einzelnen Stellen, die dann als zusammenhaltende, z. B. kieselige oder eisenschüssige Knauern in dem im übrigen losen Material liegen.

Der Grad des Zusammenhaltes in dem verkitteten Gestein richtet sich nach der Art des Bindemittels. Toniges, hämatitisches oder limonitisches Bindemittel gibt z. B. Sandsteinen meist geringern Zusammenhalt als kalkiges oder besonders kieseliges. Wie schon früher erwähnt, sind aber ferner etwaiger Druck überlagernder Schichten oder Faltungsdruck von großem Einfluß gewesen. Sie wirken natürlich durch Ineinanderpressen der Teile verfestigend. Für die Bearbeitung der verkitteten Trümmergesteine ist ein mildes Bindemittel günstiger als ein hartes.

Nach der Gestalt und Größe der Gesteinstrümmen unterscheidet man bei den verkitteten klastischen Sedimenten: Breccien, Konglomerate und Sandsteine.

Breccie.

Breccien weisen größere, eckige (also nicht im Wasser weit transportierte) Gesteinsbruchstücke und ein Bindemittel auf. So wird z. B. gelegentlich Abhangsschutt durch ein Bindemittel verkittet. Bei Muschelbreccien sind eckige, zerbrochene Muschelschalen, bei Knochenbreccien Knochenbruchstücke verbunden. Bonebed ist eine aus Zähnen, Knochenresten von Sauriern und Schuppen von Fischen usw. gebildete Breccie an der Grenze von Keuper und Lias.

Tapanhoacanga heißt eine Eisenerzbreccie der Provinz Minas Geraes in Brasilien. Sie besteht aus Bruchstücken von Magnet-eisenerz, Eisenglanz, Brauneisenstein und einem hämatitischen oder limonitischen Zement.

Bei vulkanischen Breccien handelt es sich um den Verband von Gesteinstrümmern durch einstigen Schmelzfluß. Die eingebackenen Gesteine können derselben Art angehören wie das Bindemittel oder auch Fremdlinge sein.

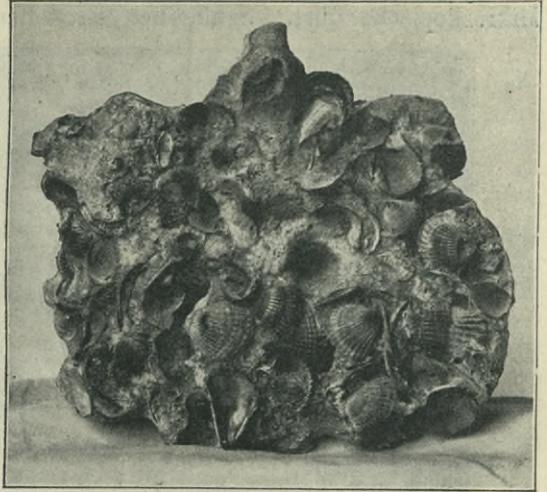


Fig. 350. Muschelbreccie.

Gangbreccien sind dadurch zustande gekommen, daß eckige, meist von den Spaltenwänden stammende Gesteinsbruchstücke von Mineralabsätzen umhüllt wurden. Gelegentlich sind die Gesteinstrümmen von den zwischen ihnen aus dem Wasser abgeschiedenen kristallisierenden Substanzen verschoben, so daß sie förmlich in ihrem Bindemittel schweben (Fig. 332). In Verwerfungsspalten werden gelegentlich Gesteinstrümmen durch die aneinander hergleitenden Gebirgsmassen zum Teil zerdrückt und in ihren eignen Grus eingebettet (Druckbreccie, Reibungsbreccie, Verwerfungsbreccie). Natürlich können auch spätere Absätze aus dem Wasser sich am Bindemittel

solcher Breccien beteiligen. Zuweilen sind größere Gesteinsmassen, wie Kalksteine, infolge von Gebirgsdruck von mehr oder minder regelmäßigen, später verheilten Sprüngen (also von Gangbildungen) durchzogen oder auch unregelmäßig in sich zu eckigen



Fig. 331. Mylonitischer Marmor. Polierte Platte.

Bruchstücken zermalmt und durch Bindemittel, z.B. Kalkspat, gelegentlich auch durch Malachit, Brauneisenstein u. a. verkittet. Solche Gesteine nennt man wohl Mylonite. Beischoënem Farbengegensatz zwischen dem zermalmt Material und der Verheilungsmasse werden sie als Dekorationsstein recht sehr geschätzt, so Breccienmarmore (Fig. 331), Serpentine mit Kalkspatadern u. a. Bei zerdrückten Kieselgesteinen bildet meist Quarz das Aderwerk (vgl. Kieselschiefer).

Solche Druckbreccien gehen bezüglich ihrer Textur gelegentlich ins Mikroskopische über. Schließlich entstehen durch den in Rede stehenden

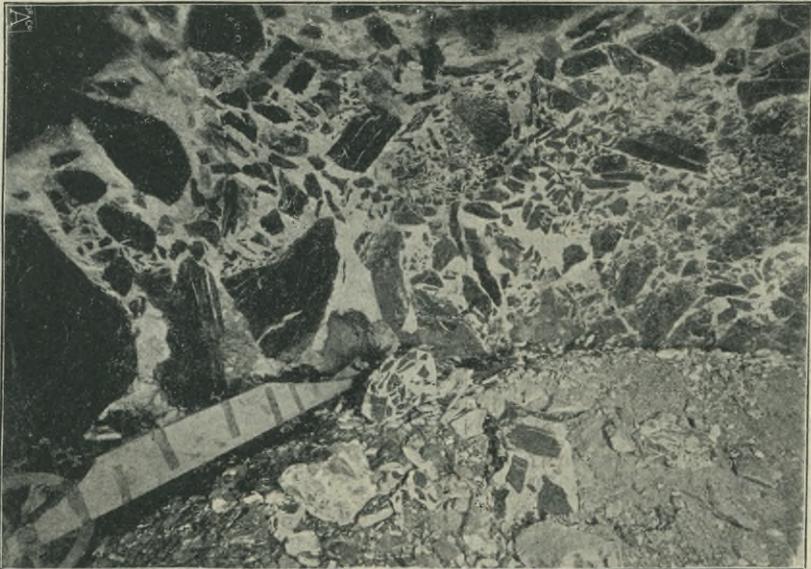


Fig. 332. Gangbreccie. Burgstädter Hauptgang bei Clausthal (Harz). Aus Behme, Geologischer Führer von Clausthal.

Vorgang verquetschte, sehr dichte Gesteine (Pfahlschiefer im Bayerischen Walde, Gangtonschiefer).

Breccien werden oft nachgeahmt. So stellt man durch Einbetten von eckigen, schön gefärbten Gesteinsstücken in ein erhärtendes Mittel sehr

hübsche Mischungen dar. Auch Beton ist eine künstliche Breccie, und zwar mit einem Portlandzementbindemittel.

Konglomerat.

Die Konglomerate bestehen aus verrundeten, größern Gesteinstrümmern und einem Bindemittel. Natürlich gibt es Übergänge von Breccien zu Konglomeraten. Wie bei erstern seien von letztern hier einige eigenartige erwähnt, so die schweizerische, tertiäre Nagelflue, die sich aus verrundeten Stücken von Kalkstein, Sandstein, auch Granit, Gneis, Quarz usw. und einem zurücktretenden, kalkigsandigen Bindemittel zusammensetzt. Es ist ein typisches polymiktes, d. h. aus vielen Gesteinen bestehendes, Konglomerat. Seinen Namen hat es, weil bei verwitternden Stücken die Gerölle wie Nagelköpfe heraustreten. Der sog. Puddingstein ist ein eocänes Feuersteinkonglomerat mit kieseligen Bindemittel. Auch Eisenerze

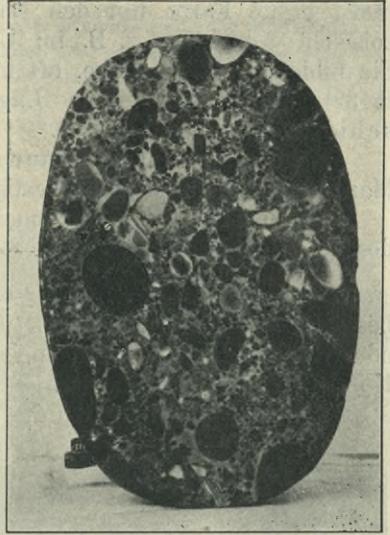


Fig. 333. Konglomerat. Sog. Puddingstein

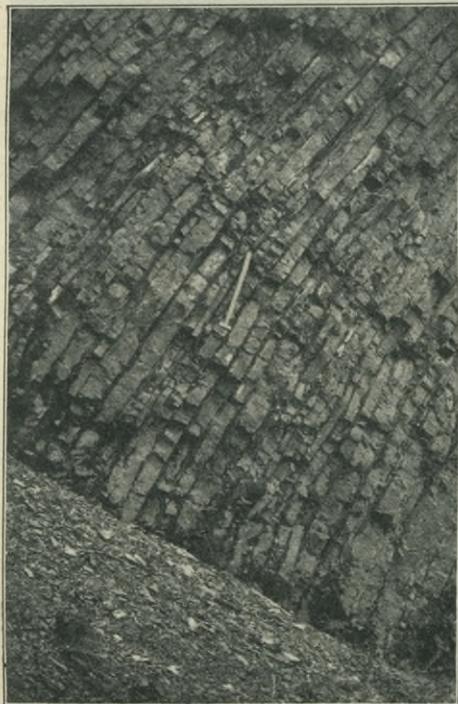


Fig. 334. Wechsellagerung steil aufgerichteter Grauwacken und Tonschiefer. Osterode (Harz).

bilden gelegentlich Konglomerate so in der Kreideformation bei Peine unfern Hannover. Im quarzigen Bindemittel alter Quarzkonglomerate findet sich in Transvaal Gold. Es ist wahrscheinlich nach der Bildung der Konglomerate oder bei Absatz des Bindemittels aus Wasser niedergeschlagen.

Verrucano (Sernfit) ist ein permisches, augengneisartiges, serizitisches Konglomerat von Quarzporphyr, Quarz und mancherlei andern Gesteinen der Alpen.

Die südafrikanischen Dwykakonglomerate sind glazialen Ursprungs.

Breccien und Konglomerate werden zu Bausteinen und Steinschlag gebraucht, im Falle sie schöne Farben haben auch zu Ornamentzwecken.

Grauwacken

sind eine Art Bindeglied zwischen Breccien, Konglomeraten und Sandsteinen. Man erkennt in ihnen Trümmer von Quarz, gelegentlich von Feldspaten, auch wohl Glimmer, ferner von Kieselschiefer, oft auch eckige Fetzen von Tonschiefer in einem kieseligen oder tonig kieseligen, auch wohl karbonatischen Bindemittel. Ihre

meist graue Farbe hat den Namen veranlaßt. Grauwacken sind in paläozoischen Schichten, z. B. im Unterkarbon (Culm) des Harzes sehr verbreitet. Sie bilden zum Teil dicke, oft mit Tonschiefer wechsellagernde Bänke (Fig. 67, S. 39), aber auch dünne Lagen (schieferige Grauwacke, Grauwackenschiefer [Fig. 334, S. 243]).

Benutzung finden Grauwacken als Pflaster-, Mühl-, auch Baustein. Man hat bei ihnen Druckfestigkeiten bis 3000 kg auf den qcm bestimmt.

Grauwackenböden sind meist lehmig. Oft liegen viele eckige Bruchstücke des Gesteins im Boden.

Arkosen

bestehen aus Feldspat, Quarz und Glimmer, also den Trümmern von Granit oder Gneiß, die in einem meist spärlichen, tonigen, kieseligen oder hämatitischen Bindemittel liegen.

Arkosen gehen in Granit- oder Gneißgrus über, aus dem sie entstanden.



Fig. 335. Sandsteinbruch im Keuper. Bamberg (Bayern).

Sandstein.

Sandsteine bestehen aus Quarzkörnern und einem Bindemittel (der sog. Fülle). Zum Quarz gesellen sich gelegentlich Glimmerblättchen, auch wohl Feldspat (Glimmersandstein, Feldspatsandstein). Das Bindemittel kann kieselig¹⁾, tonig, kalkig, dolomitisch, mergelig, hämatitisch, limonitisch, glaukonitisch sein, auch Übergänge von einer zur andern Art aufweisen. Danach unterscheidet man vor allem Kieselsandsteine, Tonsandsteine, Kalksandsteine, Mergelsandsteine, Glaukonitsandsteine. Auf dem, wie ersichtlich, ungemien wechselnden Charakter des Bindemittels und auf dem Mengenverhältnis zwischen ihm und den Quarzkörnern beruht die große Mannigfaltigkeit der Sandsteine und ihr sehr verschiedenartiges Verhalten in technischer Hinsicht.

¹⁾ Wie üblich sind hier Quarz, Chalcedon und Opal als „Kiesel“ zusammengefaßt.

Bei Bohrkernen aus der Buntsandsteinformation trifft man auch auf Sandsteine mit ausgesprochenem Gipsbindemittel. Auf der Erdoberfläche sind solche Gipssandsteine selten, da sie sehr schnell durch Auflösen des Bindemittels zerfallen.

Erwähnt sei hier auch der Erdöl- bzw. Pechgehalt einiger Sandsteine (Pechelbronn, Elsaß). Es handelt sich wohl um sekundäre Imprägnationen.

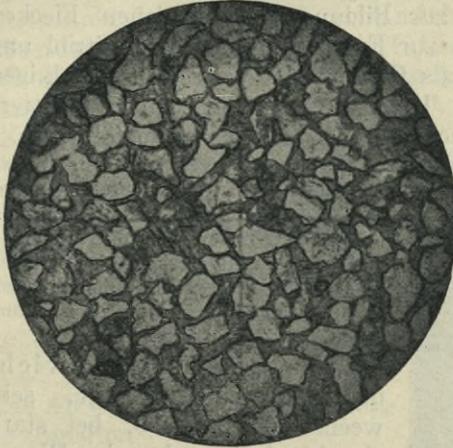


Fig. 336. Sandstein mit eckigen Quarzkörnern und kalkigem Bindemittel.

Aus dem Weald am Stemmerberge bei Hannover.

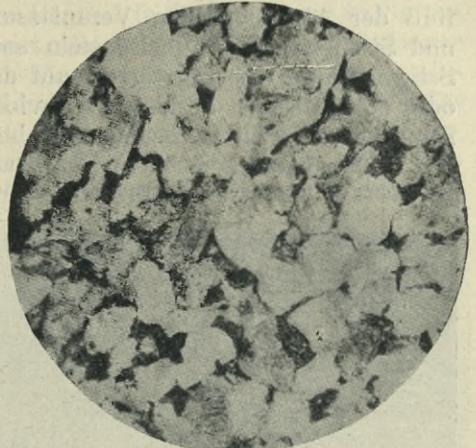


Fig. 337. Sandstein mit hämatitischem Bindemittel. Aus dem Buntsandstein von Reinhausen bei Göttingen.

In dem besondern Falle, daß die Quarzkörner durch ein quarzig-kieseliges Bindemittel verkittet werden, kommt es öfter vor, daß die Teile des letztern sich parallel orientiert an die Quarzkörner ansetzen, ja sie gelegentlich zu Kristallformen ergänzen (Kristallsandsteine). Die ehemaligen Korngrenzen der Quarze erkennt man dann wohl durch zarte Staubschichten an der frühern Quarzkörneroberfläche, auch durch das Absetzen von Flüssigkeitseinschlüßreihen an der neugebildeten Hülle.

Eine recht eigenartige Erscheinung im Gefüge vieler Sandsteine ist es, daß die Quarzkörner im Bindemittel stecken, ohne sich, wie es scheint, im allgemeinen gegenseitig zu berühren, also gewissermaßen in der Fülle schweben, während sie doch im frühern Sande sich aneinander schlossen (Fig. 338). Vielleicht hat das Bindemittel bei seiner Kristallisation die Quarzkörner voneinander entfernt. Das Volumen des verfestigten Gesteins muß also größer sein als das des Sandes.

Manche kieseligen Sandsteine sind aus solchen mit kalkigem Bindemittel infolge Verdrängung des letztern durch Kieselsäure entstanden.

Durch Zurücktreten der Quarzkörner gegenüber dem Bindemittel gehen kieselige Sandsteine in Quarzite über.

Als mikroskopische Gemengteile sind verbreitet Zirkon, Rutil, auch Anatas. Häufig erscheinen ferner Turmalin und Granat.

An akzessorischen Bestandteilen kommen in den Sandsteinen hin und wieder Anhäufungen vor von Ton (Tongallen), Konkretionen von Chalcedon

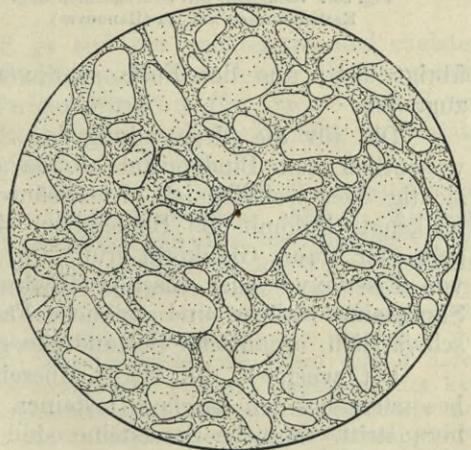


Fig. 338. Sandstein mit rundlichen Quarzkörnern.

(so von dem roten Karneol), von Eisenoxyd, Brauneisenstein, von Phosphorit, Gips, selten Konkretionen von Bleiglanz (Knottenerze im Buntsandstein von Kommern in der Eifel), Kupfererze (Vorkommnisse im Bezirk Perm in Rußland). Wegen ihrer Schädlichkeit wichtig sind größere Knauern oder auch fein verteilte Massen von Eisenkies bzw. Markasit (FeS_2). Sie geben unter dem Einfluß der Atmosphärien Veranlassung zur Bildung von häßlichen Flecken und Streifen von Brauneisenstein sowie zur Entstehung von Eisenvitriol und Schwefelsäure, die zerstörend auf den als Baumaterial verwandten kalkigen oder dolomitischen Sandstein einwirken. Unter Bildung von Gips und Bittersalz kommt es zum Absanden, Ablättern und Zerfallen des Bausteins.

Erkennung des Sulfids durch Glühen des Gesteinspulvers in einem sehr weiten Glasrohr: es entweicht stechend riechende schweflige Säure (die angefeuchtetes blaues Lakmuspapier rötet) oder durch anhaltendes Kochen der pulverisierten Probe mit Salpetersäure, Filtrieren und Ausfällen der gebildeten Schwefelsäure durch Chlorbaryum als Baryumsulfat.



Fig. 339. Sandstein mit Schrägschichtung.
Eschershausen am Ith (Hannover).

Das spezifische Gewicht der Sandsteine beträgt, sehr wechselnd, 2,3—2,9, bei stark einschüssigen auch mehr. Wegen hohen Porenraums (nach Lang 6—27 %) ist das Gewicht von 1 cbm des Gesteins entsprechend geringer, gelegentlich bedeutend weniger als 2000 kg.

Die chemische Zusammensetzung ist starken Schwankungen nach der Art des Bindemittels unterworfen, und es er-

übrigt sich, aus der Fülle sehr verschiedener Analysen Beispiele herauszugreifen.

Die für die Verwendung der Sandsteine sehr wichtige Farbe hängt wesentlich vom Bindemittel ab, da der Quarz, den es verkittet, klar durchsichtig oder weißlich ist. Kieselsäure (Quarz, Chalcedon, auch Opal), Kaolin, Kalkspat, Dolomit als Bindemittel sind weißlich, Hämatit ist rot, Limonit gelb oder braun, Glaukonit grün. Durch mehr oder minder starke Beimischung von Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat erhalten auch kieselige, tonige usw. Sandsteine rötliche und gelbliche Farben. Manganoxyde färben gelegentlich schwärzlich, organische Bestandteile grau oder ebenfalls schwärzlich.

Oft wechselt die Farbe übereinander lagernder Schichten, was insbesondere bei den frischen Gesteinen der Bohrkerne gelegentlich ganz prächtig heraustritt. Manche Sandsteine sind flammig oder fleckig gezeichnet, so der Tigersandstein, der durch mangan- und eisenhaltige Partien getüpfelt erscheint.

Die Natur des Bindemittels erkennt man außer an den erwähnten Farben durch einfache Versuche. Kieselige Sandsteine sind hart, da eben sowohl die Sandkörner als auch das Bindemittel aus Quarz (Chalcedon oder Opal) bestehen. Im Falle sie kompakt sind, erweisen sich solche Sandsteine als sehr fest. Tonige Sandsteine geben beim Aufhauchen den charakteristischen Tongeruch; karbonatische entwickeln mit Salzsäure in der Kälte, dolomitische beim Erwärmen Kohlensäure (sie brausen auf); mergelige reagieren

auf Ton und Kalkspat bzw. Dolomit (Mergel = Ton + Kalkspat bzw. Ton + Dolomit); eisenschüssige sind stark rot, braun oder gelb, glaukonitische grün (Grünsandstein); durch organische Bestandteile dunkel gefärbte bleichen beim Erhitzen durch Verbrennen der C-haltigen Beimengungen.

Vorkommen. Sandsteine kommen in allen Formationen vom Präkambrium bis zum Tertiär vor, meist in ausgesprochener Lagenform und zwar in Gestalt von gelegentlich recht mächtigen Bänken, in Schichten und in Platten. Sandsteinschiefer spalten in Tafeln meist infolge von parallelen Anhäufungen dünner Glimmerblättchen. Häufig beobachtet man zwischen den Sandsteinlagen solche von Ton oder Mergel. Nicht gerade selten weisen Sandsteine Kreuzschichtung auf (Fig. 339). Durch Vereinigung einer horizontalen, bankigen Lagenstruktur mit senkrechten Kluftsystemen, denen die Verwitterung leicht folgt, entstehen parallelepipedische Absonderungen, Quader; sie sind besonders bekannt beim sächsischen „Quadersandstein“ (Fig. 68, S. 40). Sehr selten findet man Sandstein in Gangform (vgl. S. 17).

Die Druckfestigkeit der Sandsteine ist sehr wechselnd und geht von 175 und weniger bis 1800 kg auf den Quadratzentimeter.

Vierorts gibt es große Betriebe für Sandsteingewinnung. Einer der größten, der sich auch durch bequeme Wasserverfrachtung des gewonnenen Materials auszeichnet, ist in der sog. sächsischen Schweiz an der Elbe im Gange.

Bezüglich der Verwendung von Sandstein ist bekannt, daß er eins der wichtigsten und edelsten Baumaterialien darstellt. Er wird für Bildhauerarbeiten, ferner als Werkstein, als Mühlstein, Schleifstein, bei schieferiger Struktur für Dach- und Hausbekleidungsplatten, auch wohl als Pflasterstein und Steinschlag verwandt, falls festere, insbesondere kieselige Varietäten vorliegen.

Von einem guten Sandstein ist zunächst eine nicht zu geringe Druckfestigkeit zu verlangen, deren Minimum natürlich von der Art der Verwendung abhängt. Kieselige Sandsteine liefern, falls das Bindemittel nicht zu spärlich und nicht ungleichmäßig verteilt ist, die höchsten Zahlen. Ferner ist bei Verwendung an Stellen, die dem Wetter ausgesetzt sind, in unserm Klima Frost- und sonstige Wetterbeständigkeit erforderlich. Stark tonige und mergelige Sandsteine nehmen Wasser auf, erweichen, zerfriren leicht und sanden ab; kalkige leiden unter der Einwirkung von SO_2 -führenden Feuerungsgasen, die sich in der Luft großer Städte merklich machen (S. 105); eisenkieselhaltige verwittern schnell durch Bildung von Brauneisenstein, Eisenvitriol, Schwefelsäure und ev. Umsetzung des karbonatischen Bindemittels zu Gips bzw. Magnesiumsulfat; auf rauhen, besonders auf mergeligen Sandsteinen siedeln sich gern niedere Pflanzen an, die zerstörend wirken. Durch organische Beimengungen grau oder schwärzlichgrau gefärbte Sandsteine bleichen an der Luft durch Oxydation der C-haltigen Stoffe.

Bei der Anlage von Steinbrüchen in Sandstein ist die geologische Untersuchung über das Anhalten des brauchbaren Steins nicht zu vernachlässigen, da sonst leicht unliebsame Erfahrungen bezüglich des Korn- ev. auch des Bindemittel-Wechsels gemacht werden (Übergang von Sandstein in Konglomerate oder andererseits sandige Tone). Auch ist festzustellen, ob die Bankmächtigkeit für die betreffenden Zwecke genügt, ob Zerklüftung vorhanden ist und welcher Art die Zwischenschichten sind.

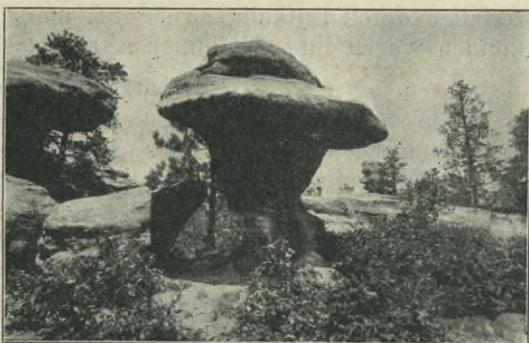


Fig. 340. Pillartige Verwitterungsformen bei Wechselagerung von Sandstein und leichter zerstörbarem Mergel. Göttergarten bei Denver (Kolorado).

Die Bearbeitbarkeit ist bei kieseligen Sandsteinen schwierig, leichter bei kalkigen, eisenschüssigen und besonders bei tonigen. Die Quarzkörnchen werden beim Sägen und Behauen dieser Sandsteine nicht durchschnitten, sondern aus dem Bindemittel herausgerissen.

Bruchfeuchte tonige oder mergelige Sandsteine sind infolge einer geringen Erweichung des Bindemittels bequem zu bearbeiten, schwieriger nach dem Austrocknen; das Bindemittel ist dann erhärtet.

Für Bauzwecke werden Sandsteine oft nachgebildet. Einen großen Aufschwung hat die Kalksandsteinindustrie genommen. Das betreffende Fabrikat wird durch Vermengen von Sand und gelöschtem Kalk und Einsetzen der geformten Steine in einen Dampfkessel mit etwa 8 Atmosphären Überdruck hergestellt. Es entsteht ein Kalziumhydrosilikat, das die reichlich überbleibenden Quarzkörner verkittet.

Kaolinhaltige Sandsteine werden in Thüringen gemahlen und zwecks Gewinnung des Porzellantonns (sog. Mark) gewaschen.

Die Verwitterung der Sandsteine liefert je nach der Natur des Bindemittels und seiner Menge sehr verschiedene Bodenarten, z. B. geben quarzreiche und tonarme magere, trockene, tonreiche bessere, fettere Böden; kalkige Sandsteine zerfallen durch Entkalken zu Sand, mergelige zu Lehm. Glaukonitsandsteine können wegen ihres Kaliumgehaltes als Düngemittel verwandt werden.

Schieferton und Tonschiefer.

Als Schieferton bezeichnet man ein nach parallelen Flächen, den Schichtungsebenen, spaltendes Tongestein. Diese Eigenschaft bedingt eine gewisse Verfestigung des Materials, das natürlich keine scharfe Abgrenzung gegen Ton besitzt. Die Farben sind weiß, grau oder schwärzlich, letzteres durch bedeutenden Gehalt an Kohle oder bituminösen Stoffen. Besonders reichlich ist das der Fall bei den Brandschiefeln, die an der Luft brennen, aber nicht zu Asche zerfallen. Verwandt mit den Schiefertonen sind die Schieferletten, dünngeschichtete, tonreiche Gesteine von oft roter oder violetter, gelblicher oder grünlicher Farbe. Sie zerfallen im Wasser. Es sind sandige Tongesteine oft mit Glimmer und sonstigen mehr zufälligen Beimengungen.

Tonschiefer. Im Gegensatz zu Schieferton und besonders Ton sind Tonschiefer gut zusammenhaltende Gesteine. Sie sind meist deutlich geschichtet. Ihr Bruch erscheint erdig gleichmäßig. Im Schliiff erkennt man mehr oder minder bestimmt Quarzkörnchen, Schüppchen von hellem, auch solche von grünlichem Glimmer, ferner staubförmige Eisenerze (Eisenkies, Magnetisen auch Eisenoxyd, Brauneisenerz), kurze, wie zerschnittenes Haar erscheinende Striche von Rutil, Turmalinsäulchen, Kalkspatflitter. An größern akzessorischen Bestandteilen gewahrt man öfters Eisenkies, der in Tonschiefeln vielfach als Versteinerungsmaterial auftritt, Kalkknauern, zuweilen Phosphorite. Die Farben wechseln von Schwarz, Blauschwarz, Grau, Gelb, Grünlich zu Rötlich.

An Arten seien folgende erwähnt.

Dachschiefer lassen sich vortrefflich leicht zu ebenen Tafeln spalten, und zwar geht die Teilung wohl stets nach der sog. Druckschieferung (S. 40, vgl. die Fig. 70 und 71, S. 41 und 42). Die Spaltstruktur ist Folge tektonischen Druckes. Dachschiefer finden sich deshalb nur im gestörten Gebirge. Berühmte Brüche liegen am Rhein bei St. Goar, Rüdesheim, in der Lahngegend, bei Goslar im Harz, bei Lehesten u. a. O. in Thüringen, in Nord-Wales und Cornwall in England. Tafelschiefer nennt man die besonders dunklen Varietäten.

Bei der Verwendung eines Schiefers als Dachschiefer wird Wert gelegt auf glatte Spaltbarkeit, leichte Bohrung, Wasserundurchlässigkeit und Wetterbeständigkeit, ferner auf schöne, meist dunkle, haltbare Farbe.

Schädlich ist ein Gehalt an Kalkkarbonat, das durch Wasser ausgelaugt wird (Nachweis durch Salzsäure: Aufbrausen infolge Entweichens von Kohlensäure), ferner an Eisenkies, der durch seine Verwitterung zu Brauneisenstein, Eisenvitriol und Schwefelsäure den Schiefer zum Zerfall bringt falls Karbonatteilchen Gelegenheit zu Umsetzungen geben. Im übrigen befördert die Schwefelsäure auch die Zerstörung der zur Schieferbefestigung dienenden Nägel. (Nachweis durch chemische Analyse S. 92.)

Ein heller Klang beim Schlagen eines Dachschiefers deutet auf kompaktes Gefüge, ein dumpfer auf Lockerungen hin, die natürlich schädlich sind.

Griffelschiefer spalten nach zwei Ebenen (zwei Schieferungsebenen oder Schieferungs- und Schichtebene). Man kann aus dem bruchfeuchten Material durch Zersägen in Platten, Spalten in Stengel und Durchziehen durch ein „Kaliber“ (zwecks Rundung) leicht Griffel für Schiefertafeln anfertigen. Besonders gut geeignetes Material liefern Brüche im Untersilur des Thüringer Waldes. Zeichenschiefer enthalten viel kohlige Substanz (Kohlenschiefer); sie sind milde und im natürlichen Zustande oder geschlämmt als Zeichenmaterial zu verwerten. Alaunschiefer (Vitriolschiefer) sind auch kohlenreich, deshalb dunkel und führen außerdem viel Eisenkies, der durch seine Verwitterung zur Bildung auslaugbaren Alauns Veranlassung gibt. Kalktonschiefer enthalten viel Kalkkarbonat. Wetzschiefer, z. B. von Vieil-Salm (Belgien), zeichnen sich durch dichtes Gefüge, Gleichmäßigkeit und hohe Härte aus, deren Ursache ein Gehalt des Gesteins teils an Granat, teils an Quarz ist. Fruchtschiefer, Garbenschiefer, Fleckschiefer, Knotentonschiefer usw. sind kontaktmetamorphe Schiefer (vgl. S. 165). Fruchtschiefer des Erzgebirges werden in neuerer Zeit geschliffen öfter zu Tischplatten verwandt.

Tonschiefer liefert bei seiner Verwitterung tonige Böden, gemengt mit Sand und Schieferstücken. An Gehängen wird das feine Material leicht verschwemmt; dann bleibt ein trocknes, meist vegetationsarmes Gemenge von Steinchen und Schieferscherben zurück. Durch Terrassierung arbeitet man dem entgegen.

4. Ausscheidungssedimente.

Sie bilden sich durch Ausscheiden und Zubodensetzen gelöster Substanzen. Eine scharfe Grenze zu den Trümmersedimenten gibt es, wie überhaupt bei den Gesteinen, nicht. Unter den Bestandteilen vieler klastischer Gesteine finden sich, wie erwähnt, Ausscheidungen aus dem Wasser, so zwischen den Quarzen der Sandsteine ein aus einer Lösung abgeschiedenes (z. B. kieseliges oder kalkiges) Bindemittel. Andererseits trifft man bei im wesentlichen durch Kristallisationsniederschläge gebildeten Sedimenten nicht selten eingeschwemmte, klastische Teilchen, z. B. Sandkörner in Kalkstein, Ton in Steinsalz.

Die Lösungsmittel, in denen der Absatz von Ausscheidungssedimenten erfolgt, sind Wasser und Luft.

Neptunische Ausscheidungssedimente.

(Im Wasser abgesetzte Ausscheidungssedimente.)

Die stoffliche Natur der Ausscheidungssedimente entspricht natürlich der chemischen Zusammensetzung des Gelösten. Die meisten Ausscheidungssedimente haben sich durch Absätze im Meerwasser gebildet, über dessen chemische Art S. 206 und 207 das Nötige gesagt ist.

Entstehung von Gips, Anhydrit, Steinsalz und der Kalium-Magnesiumsalze.

Diese wichtigen Sedimente, insbesondere die „Salze“, sind nach der Meinung vieler Gesteinskundigen, die der Ansicht von Miller und Lyell sowie von Ochsnius folgen, in

Meeresbecken niedergeschlagen, die keinen oder nur geringfügigen Zufluß von Süßwasser erhielten und mit dem Ozean nur in schmaler Verbindung standen, etwa durch eine den Wasserspiegel nicht ganz erreichende Barre von ihm abgeschlossen waren. Es konnte somit zwischen dem Becken und dem offenen Meer nur ein beschränkter Wasseraustausch stattfinden, ähnlich wie es bei dem in Fig. 341 dargestellten großen Busen Karabugas an

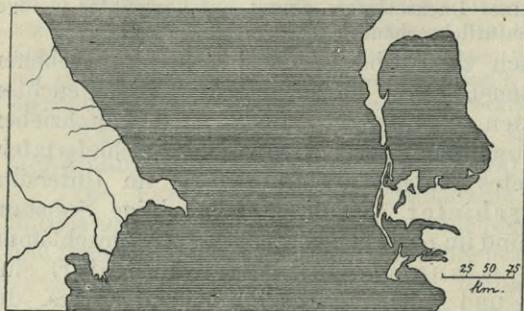


Fig. 341. Kaspisches Meer mit dem Karabugas-Busen.

der Ostseite der Kaspischen See der Fall ist, der mit letzterer nur durch einen flachen und schmalen Kanal verbunden ist. Vorauszusetzen ist jedenfalls weiterhin, wie zuerst J. Walther betonte, ein Wüstenklima, unter dessen Einfluß ein solches fast abgeschlossenes Becken starker Verdampfung unterliegt. Durch Einströmen von ozeanischen Wassermassen, fortdauernde Verdunstung und fehlenden oder geringfügigen Rückstrom der nach unten sinkenden Salzlösung wird nach der Ochseniusschen Annahme der Salzgehalt des Beckens ständig erhöht, so daß es schließlich eine starke Sole enthält und bei weiterer Konzentration

Salz ausscheidet. Die Reihenfolge der Absätze verschiedener Salze richtet sich nach der Löslichkeit insofern, als sich erst das Material niederschlägt, das die größte Wassermasse zur Lösung gebraucht; das ist Kalziumsulfat (Anhydrit bzw. Gips), dann Steinsalz¹⁾. Für gewöhnlich ist dann die außer Kochsalz reichlich Kalium-Magnesiumsalze enthaltende Mutterlauge, die auf der bereits abgeschiedenen Salzlage ruhte, über die Barre ins Meer zurückgeflossen, so daß die Salzabscheidung mit der Steinsalzbildung schloß. In seltenen Fällen (und ein solcher ist nach Ochsenius im Zechsteinbusen von Norddeutschland eingetreten) wurde die Barre vor dem Abfluß der Kalisalzlösungen durch Aufhöhung zum vollständigen natürlichen Riegel für das Wasserbecken, in dem sich nun beim weitem Verdunsten und Eintrocknen auch die Kalium-Magnesiumsalze abschieden.

Neue Anregungen zum Studium der Bildung von Salzlagerstätten sind



Fig. 342. Anhydritlagen im ältern Steinsalz von Staßfurt (Provinz Sachsen).

¹⁾ Es ist zu vermerken, daß die Annahme einer Abscheidungsfolge nach der Löslichkeit nicht ohne Einschränkung richtig ist, insofern natürlich auch die Mengenverhältnisse der Salze, die Art der „Lösungsgenossen“ sowie die Temperatur hierbei von Einfluß sind. Wenn z. B. sehr wenig Kalziumsulfat, aber viel Magnesiumsulfat in Lösung ist, so wird sich beim Einengen erst Magnesiumsulfat ausscheiden; Kalziumsulfat hat wegen seiner geringen Menge seinen Sättigungsgrad noch nicht erreicht. Als Beispiele für den Einfluß der Temperatur auf die Art sich aussondernden Salzes sei erwähnt, daß aus einer Natriumsulfatlösung unterhalb 33° Glaubersalz (Na_2SO_4 mit 10 Wasser) über 33° Thenardit (wasserfreies Na_2SO_4) sich abscheidet, daß aus einer gesättigten Kalziumsulfat-Lösung über 60° Anhydrit unter 60° Gips fällt bzw. falls die Lösung an Chlornatrium gesättigt ist, Anhydrit über 35° Gips unter 35°. Aus conc. MgCl_2 -Lösung fällt Anhydrit schon bei gewöhnlicher Temperatur.

von J. Walther¹⁾ ausgegangen. Seine zwar nicht durchweg anwendbare Methode der Erforschung von Gesteinsbildungsprozessen, die darin besteht, aus den Beobachtungen, die gegenwärtig über die Entstehung der Gesteine gemacht werden, auf die Bildungsgeschichte der in der Vergangenheit entstandenen Gesteine zu schließen, lenkt bezüglich der Orte der Entstehung von Salzlagern die Aufmerksamkeit weniger auf Meeresbuchten als auf die abflußlosen Gebiete der Wüsten. Während die dem Ozean tributpflichtigen Ströme ihre Salze den bei weitem nicht gesättigten Meeren zuführen, transportieren die Flüsse großer abflußloser Bezirke ihre gelösten Substanzen in kleineren Zentralstellen im Lande zu, wo sich bei starker Verdunstung im Wüstenklima der Salzgehalt, der aus dem weiten Flußgebiete ausgelaugt ist, konzentriert. Bezüglich der Natur dieser Salze ist zu bedenken, daß marine Gesteine wie Bischof schon 1847 vermerkte, ihrer Entstehung gemäß Salze ent, sprechend der Zusammensetzung des betreffenden Meereswassers in sich bergen, die dann durch die wandernden Gewässer ausgelaugt werden. Die Salze des abflußlosen Gebietes reichern sich in den Wassersammelbecken mehr und mehr an, und so kann es bei starker Verdunstung zum Absatz von Lagern ausgelaugten marinen Salzes in der Wüste kommen, wie ja Salzabsätze vielfach in solchen Gegenden beobachtet werden.



Fig. 343. Ausgetrockneter Salzsee bei Sidi el Hani (Tunis). Ablagerung von reinem Kochsalz.

Bei der Bildung der Kalisalzlager wäre nach Walther die Abschnürung eines weiten Seebeckens vom Ozean anzunehmen. Es verminderte sein Areal beim Eindunsten und setzte schließlich in dem engeren von ihm eingenommenen Bezirke Salze ab. Die Auslaugung aus dem frühern Seebecken-Gebiete führte den hier zurückgelassenen Salzgehalt dem abflußlosen Salzsee gleichfalls zu. — Daß Kalium-Magnesiumsalze bei den allermeisten Salzlagern fehlen, ist wohl eine schwache Seite der Waltherschen Theorie. Diese Salze müßten sich doch in der Regel auf den in abgeschnürten, abflußlosen Seebecken entstandenen Steinsalzlagern finden, was aber nicht der Fall ist. Die große Mächtigkeit von vielen hundert Metern, die man bei Salzlagerstätten findet, steht der Waltherschen Erklärung nicht gerade entgegen, da ja starke Depressionen in den Wüsten vorkommen und ausgefüllt sein mögen; auch können allmähliche Senkungen sehr wohl vorgekommen sein.

In einer groß angelegten Arbeit²⁾ hat der Altmeister der physikalischen Chemie J. H. van 't Hoff mit seinen Schülern die Bildung der ozeanischen Salzablagerungen an der Hand zahlreicher Versuche studiert. Es ist gelungen, in einem ziemlich einfachen Schema die Abscheidung und dabei insbesondere auch das normale Zusammenvorkommen der in Betracht kommenden Salze klarzulegen. Es sei hierbei auf einen einfachen Fall als ein Beispiel der Betrachtungsweise hingewiesen. Ist nur ein Körper, z. B. NaCl, in Lösung, so sondert er sich beim Eintritt der Sättigung aus und fährt darin beim weitem Verdunsten des Lösungsmittels immer weiter in der Art fort, daß die Mutterlauge die konstante Zusammensetzung einer für die herrschende Temperatur gesättigten Lösung behält. Bei einer Lösung von zwei Körpern sei vorausgesetzt, daß diese beiden Substanzen nicht aufeinander einwirken, daß es also z. B. NaCl und KCl sind. Ist KCl im Überschuß, so fällt es zuerst aus; bei bestimmter Konzentration scheidet sich NaCl mit KCl ab; von nun an behält die Mutterlauge konstante Zusammensetzung und trocknet als für beide Salze gesättigte Lösung allmählich ein. Umgekehrt, bei NaCl-Überschuß, scheidet sich natürlich erst NaCl aus, die KCl-Abscheidung beginnt bei der nämlichen Konzentration wie vorher, und der weitere Verlauf ist derselbe. Übersichtlich wird dies in der graphischen Darstellung Fig. 344 wiedergegeben,

1) Vgl. J. Walther Gesetz der Wüstenbildung und Geschichte der Erde desselben Verfassers.

2) Zusammengefaßt in van 't Hoff, Ozeanische Salzablagerungen, 1905.

die sich auf eine Temperatur von 25° C bezieht. Es enthalten 1000 Moleküle Wasser in Molekülen:

	NaCl	KCl
A. Bei Sättigung an NaCl allein	111	0
B. Bei Sättigung an KCl allein	0	88
E. Bei Sättigung an NaCl und KCl	89	39

In Fig. 344 stellen die Punkte *A, B, E* diese Verhältnisse dar. Die Linie *AE* kennzeichnet den Gehalt der Lösung an NaCl, wenn KCl an Menge zunimmt, die Linie *BE* die Sättigungsstufen an KCl, wenn die NaCl-Menge vermehrt wird. Setzt man eine ungesättigte Lösung, deren Gehalt an NaCl und KCl durch die Lage des entsprechenden Punktes *C* gegeben sei, der Verdunstung aus, so bleibt zunächst alles Salz in Lösung, d. h. das Verhältnis von gelöstem NaCl zu KCl *a:b* ändert sich nicht. Diese Einengung wird durch die Linie *OC D* dargestellt, die in allen ihren Punkten ja das gleiche Verhältnis von NaCl zu KCl besitzt. Beim weitem Verdunsten von Wasser scheidet sich KCl aus, das Verhältnis des gelösten NaCl zum gelösten KCl ändert sich zugunsten des NaCl, entsprechend der Linie *DE*. Ist *E* erreicht, so trocknet die Mutterlauge, ohne ihre Zusammensetzung zu ändern (immer sowohl NaCl als KCl abscheidend), allmählich ein. Die Pfeilrichtungen geben über die Verhältnisse allgemeinen Aufschluß. Umgekehrt würde eine Lösung der Zusammensetzung *F* beim Erreichen von *AE* in *G* anfangen, Chlorkalium auszuscheiden, um in *E* wie beim ersten Beispiel mit konstanter Zusammensetzung einzutrocknen.

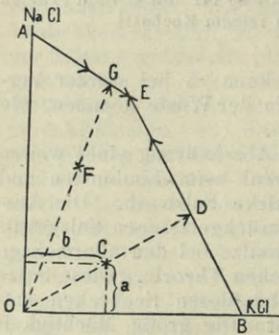


Fig. 344.
Schema für die Kristallisation einer KCl-NaCl-Lösung.

Es läßt sich diesem Schema das Gesetz entnehmen, das auch in den verwickeltsten Fällen den Kristallisationsvorgang beherrscht. Ist Sättigung für einen Körper *M* (oder für mehrere) erreicht, so ändert sich beim weitem Verdunsten des Lösungsmittels die Zusammensetzung der Lösung derart, daß sie sich entfernt von der Sättigungszusammensetzung einer Lösung, die nur *M* enthält.

Im vorliegenden ersterwähnten Falle heißt das: ist *D* erreicht, so

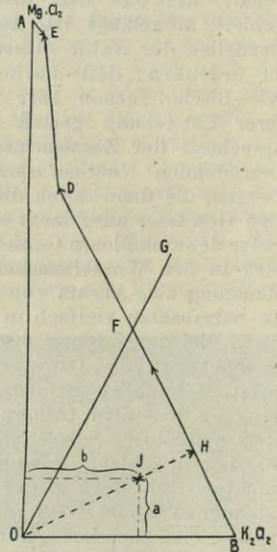


Fig. 345.

führt der Kristallisationsweg von *D* nach *E*, im zweiten Beispiel ist die Bahn *FGE*. Bei einer bestimmten Temperatur, z. B. 25° C, gibt es also nur eine einzige Lösung *E* von Chlornatrium und Chlorkalium, die gleichzeitig beide Salze aussondert.

Sei nunmehr Chlormagnesium als Lösungsgenosse von Chlorkalium herangezogen. Dann ist zu bedenken, daß KCl und MgCl₂ ein Doppelsalz KCl · MgCl₂ · 6 H₂O (Carnallit) bilden können. Diesem Verhältnis von KCl:MgCl₂ des Carnallits entspricht jeder Punkt der Linie *OFG* in Fig. 345. Eine Lösung *J* mit MgCl₂:K₂O₂ = *a:b* enthält also mehr KCl als dem Carnallit zukommt. Beim Eindampfen (graphisch durch *OJH* dargestellt) zeigt sich bei *H* Ausfallen von KCl. Dadurch wird der Lösungsrest natürlich ärmer an KCl, also verhältnismäßig reicher an MgCl₂, seine Zusammensetzung ändert sich entlang *HD*. In *D* tritt auch Sättigung für Carnallit ein. Sorgt man für Entfernung des bereits ausgefallenen KCl, so schreitet die Kristallisation auf *DE* (der Carnallitausscheidungslinie) ohne weiteres fort, um in *E*, dem Kristallisations-Endpunkt, auch für MgCl₂ Sättigung zu finden, so daß hier ein Gemisch von Carnallit und Bischofit (MgCl₂ · 6 H₂O) kristallisiert. Wird das soeben erwähnte, auf *HD* ausgeschiedene KCl nicht entfernt, so wird es beim Punkte *D* als nun nicht mehr beständiger Körper aufgezehrt und zur Carnallitbildung benutzt. Ist alles Chlorkalium verschwunden, so wandert die Kristallisation auf *DE* voran (weitere Carnallit-ausscheidung), um in *E* wie vorhin unter Carnallit- und Bischofitbildung zu enden.

Das Meerwasser enthält nun auch Chlornatrium, und zwar soviel, daß es beim Eindunsten zunächst an diesem Stoff gesättigt wird. Man hat es also von da an mit einer stets an NaCl gesättigten Lösung zu tun, die neben andern Salzen immer Chlornatrium

aussondert. In Fig. 345 ist also schon im Punkte *O* Sättigung an NaCl anzunehmen. Das Schema der Fig. 345 gilt auch jetzt noch, nur sind zufolge der NaCl-Beimischung die Sättigungspunkte und Linien etwas verschoben.

Meerwasser, das bei 25° bis zur NaCl-Sättigung eingedunstet ist, enthält auf 1000 Moleküle Wasser 50 Na₂Cl₂; 1,1 K₂Cl₂; 7,8 MgCl₂; 3,8 MgSO₄; 1,4 CaSO₄. Lassen wir zunächst die Sulfate fort, so gilt die Überlegung von vorhin. Die Verdunstung führt nun auf *O J H* schon zur Kristallisation von NaCl, in der Folge scheiden sich wie vorhin KCl, hierauf Carnallit, dann Bischofit, letzterer zugleich mit Carnallit, aus; stets aber ist Chlor-natrium Begleiter dieser ausfallenden Salze — Um nun auch die Sulfate unterzubringen, ist zunächst noch eine MgSO₄-Achse in dem Diagramm nötig, das nun aus einem ebenen in ein räumliches verwandelt werden muß. Man gelangt dann zu dem in den Fig. 346 u. 347 im Grundriß wiedergegebenen Modell, das die wichtigsten Ergebnisse der von van 't Hoff und seinen Schülern durchgeführten großen Arbeit enthält. In ihm sind die Sättigungsstufen der verschiedenen gemischten Lösungen, die zwischen NaCl, KCl, MgCl₂, MgSO₄ und Na₂SO₄ in Betracht kommen, für eine Temperatur von 25° festgestellt und eine schematische Übersicht über den Kristallisationsvorgang solcher Lösungen gegeben.

Zum Verständnis des Modells sei vermerkt, daß *O* der Sättigung einer reinen NaCl-Lösung entspricht, KCl (in doppelten molekularen Einheiten) auf der Achse *b* nach rechts, MgSO₄ auf Achse *b* nach links, MgCl₂ auf Achse *a* in der Ebene des Papiers abgetragen wird¹). Man gelangt mit Hilfe dieser Koordinaten zu einem Punkte in der Projektionsebene, in welchem senkrecht zu letzterer nunmehr ein Lot errichtet wird, dessen Länge durch die Summe der drei Koordinaten gegeben ist. Auf die Weise sind in Fig. 346 u. 347 die Eckpunkte der Felder festgelegt. Letztere selber bedeuten die Sättigungsbezirke der in der Fig. 346 eingeschriebenen Salze. Liegt nun eine bestimmte Lösung vor, z. B. Meerwasser, so ist die Kristallisationsfolge beim Verdampfen bei 25° durch das Modell gegeben. Bei 25° konzentriertes Meerwasser enthält in 1000 Molekülen H₂O, wie bereits erwähnt ist, etwa 100 NaCl; 2,2 KCl; 7,8 MgCl₂; 3,8 MgSO₄. Man trägt also auf Achse *b* 3,8 — $\frac{2,2}{2} = 2,7$

nach links ab, ferner 7,8 auf Achse *a* und findet einen entsprechenden Koordinatenschnittpunkt. In ihm errichtet man ein 3,8 + 1,1 + 7,8 = 12,7 Einheiten langes Lot, dessen Endpunkt sich im Modell (Fig. 346) unter der Glaseritfläche befindet. Nun legt man eine Gerade durch *O* und den erwähnten Lotendpunkt. Die Verlängerung dieser Geraden (die NaCl-Ausscheidung bedeutet) führt im Punkte *α* der Fig. 346 u. 347 in das Reichardtiefeld. Das heißt, nachdem reichlich NaCl ausgesondert ist (95,4% des gesamten NaCl), fällt nun alsbald daneben Reichardt aus. Die Kristallisation geht jetzt den eingezeichneten Bahnen nach, also entlang dem durch *α* gehenden Strahl des Bezirkes *J V W X L J* (Reichardtitausfall) nach der Feldgrenze zwischen Reichardt und Kainit, entlang dieser Linie (Ausfall der erwähnten beiden Salze) nach *X*, entlang *XY* (Ausfall von MgSO₄ · 6H₂O und Kainit), weiter entlang *YR* (Ausfall von Kieserit und Kainit) schließlich entlang *RZ* (Ausfall von Kieserit und Carnallit, immer neben Steinsalz). *Z* ist Kristallisationsendpunkt. Die Lösung trocknet unter Bildung von Steinsalz, Kieserit, Carnallit und Bischofit ein.

Bei Berücksichtigung auch der Kalksalze ist zu bedenken, daß bei 25° im verdunstenden Meerwasser zuerst Ausfall von Gips sich ereignet, der dann bald von Steinsalzbildung begleitet ist. Nunmehr tritt an Stelle von Gips der Anhydrit, der darauf von Polyhalit abgelöst wird. Im Verlauf der Magnesiumsulfat- und Kainitbildung tritt schließlich wieder Anhydrit auf, dessen Aussonderung in kleinen Mengen bis zum Endpunkte der Kristallisation, also neben der Bildung von Kieserit, Carnallit und Bischofit anhält. Zur schematischen Vorstellung der Kalksalzausscheidung durch das Modell (Fig. 346) denke man seinen Innenraum für diese Salze aufgeteilt. Ehe die Kristallisationsbahn die Oberfläche des Modells erreicht, bewegt sie sich also in dem Sättigungsraum für die Kalksalze, die mithin schon dann und dauernd bis zum Schluß (natürlich in wechselnder Art) ausfallen. Außer Kalziumsulfat als Gips und Anhydrit nehmen Polyhalit, Glauberit (Na₂SO₄ · CaSO₄), Syngentit (K₂SO₄ · CaSO₄ · H₂O), Krugit (Na₂SO₄ · K₂SO₄ · 4CaSO₄ · 2H₂O) und ein in der Natur noch nicht beobachtetes Sulfat (K₂SO₄ · 5CaSO₄ · 6H₂O) am Modell an.

Das Staßfurter Profil, das S. 259 näher geschildert wird, weicht nun aber wesentlich von obigem Kristallisationschema für 25° ab. Vor allem fehlen in ihm Reichardt (MgSO₄ · 6H₂O) und Kainit. Die Ursache für diese Abweichungen liegt in der Bildungstemperatur des

¹) Na₂SO₄ wird durch Na₂Cl₂ + MgSO₄ - MgCl₂ = Na₂SO₄ ausgedrückt, also auf Achse *b* nach links und auf Achse *a* nach unten. Dadurch kommt Na₂SO₄ auf *OC* zu liegen.

Stassfurter Muttersalzlagers über 25°¹⁾. Bei 35° sind Gips, Reichardtit und das Magnesiumsulfathexahydrat fortgefallen. Das Kainitfeld verschiebt sich bei solchen und größeren Temperaturerhöhungen, braucht also ev. nicht mehr von der Kristallisationsbahn des Meerwassers getroffen zu werden. Einige im Stassfurter Lager enthaltene Mineralien (Langbeinit, $K_2SO_4 \cdot MgSO_4$, und Vanthoffit, $3Na_2SO_4 \cdot MgSO_4$) deuten auf Minimaltemperaturen von 37° bzw. 46°, und so mag die Bildung des Stassfurter Muttersalzlagers bei etwa 50°

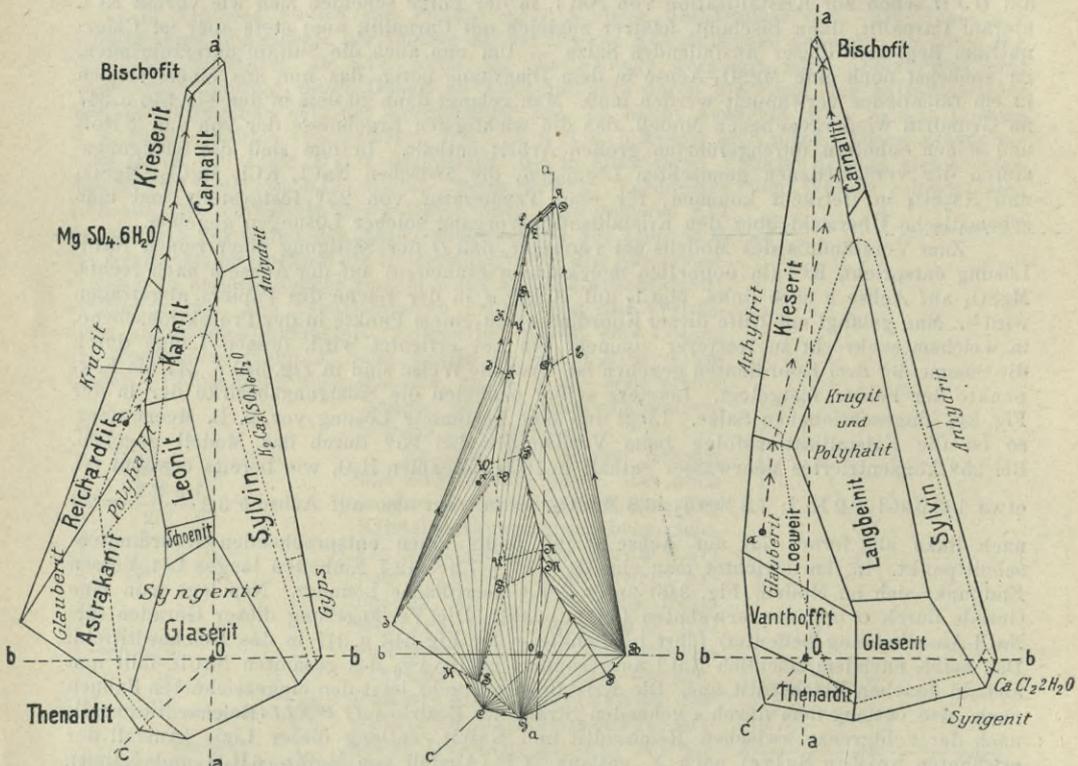


Fig. 346.

Fig. 347.

Fig. 348.

Schematische Darstellung der Kristallisationsfolge der Stassfurter Salze nach van 't Hoff. Links bei 25°, rechts bei 83°. Mittlere Figur zeigt die Kristallisationsbahnen beliebiger solcher Lösungen. Der Anteil der Kalksalze an der Oberfläche der Modelle ist mit zarten Linien und Bezeichnungen vermerkt.

vor sich gegangen sein. Für diese Temperatur ist das genaue Kristallisationsmodell nicht bekannt, wohl aber für 83°. Die entsprechende Figur 348 zeigt im Vergleich mit Fig. 346 die starke Veränderung des Schemas und damit der Ausscheidungsfolge.

Auf besonders hohe Wärmegrade weisen die sog. Hartsalze hin. Es sind das Absätze von Steinsalz mit Sylvin und Kieserit auch Anhydrit. Diese Kombination (Sylvin und Kieserit) ist nur oberhalb 72° möglich. Ein andres Salzgestein, der Sylvinit (Steinsalz mit Sylvin), kann nicht als ein solches geologisches Thermometer dienen, da es sich bei hohen und niedrigen Wärmegraden bildet.

Hartsalz und Sylvinit haben oft ausgezeichnete Schichtung; dann können sie nicht Rückstände (Restsalze) des Hauptmutterosalzes sein, sie stellen vielmehr frische Bildungen (Neusalze) aus Lösungen dar, die sich beim Aufnehmen der ältern Salzsedimente durch Einbrechen des Süßwassers oder Meerwassers bzw. andrer Laugen bildeten. Die Lösungen,

¹⁾ Von einer Süßwasserschicht (Regenwasser) bedeckte Salzlösungen können unter dem Einfluß der Sonnenbestrahlung allmählich sehr warm werden, da das untere, durchwärmte, salzreiche Wasser infolge seines hohen spezifischen Gewichts nicht aufsteigt und sich also nicht an der Oberfläche abkühlt. Man hat in tiefern Teilen von Salinen 70° C beobachtet, ähnliches auch in ungarischen Salzseen u. w. von Parajd bei Szovata.

aus denen Hartsalz bzw. Sylvinit entstanden, haben also wohl eine vom Meerwasser abweichende Zusammensetzung gehabt.

Mancherorts spielen Salzkonglomerate eine bedeutende Rolle unter den Kalisalzgesteinen. Sie sind auf die Zerstörung von Salzablagerungen durch mechanische und zugleich wohl bis zum gewissen Grade lösende Wirkung einbrechender Laugen zurückzuführen, welche die Bruchstücke der Salzgesteine mit sich führten, schließlich abgelagerten und durch Ausscheidung, insbesondere von Carnallit, verkitteten

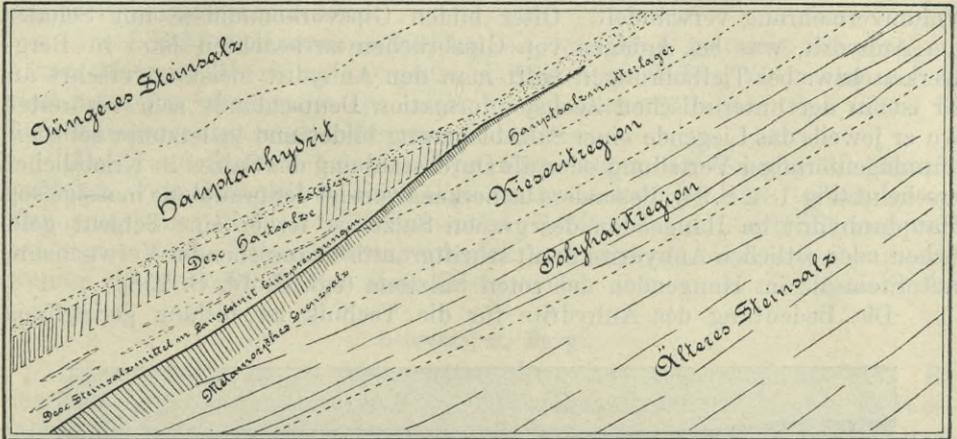


Fig. 349. Salzlager von Staffurt. Nach Everding.
Diskordante Auflagerung deszendenter Salze auf dem ältern Lager.

Hartsalz, Sylvinit und Konglomeratsalze bildeten sich alsbald nach Absatz des Kalimutterlagers noch während der Zechsteinzeit, wie das z. B. Fig. 349 vorführt. Everding hat solche Absätze deszendente Salze genannt; er unterscheidet sie weiterhin in ältere und jüngere. (Vgl. Fig. 353, S. 258)

Der Absatz von Salzton (Fig. 350) unterbrach die Salzablagerung schon lange vor ihrem normalen Ende, d. h. vor Bildung eines Bischofitgesteins; ein solches ist als Primärbildung nirgends erschlossen. Der Ton des Salztons wird mit einbrechendem Meerwasser in das Absatzbecken eingeführt sein. Sicher ist das wohl bei dem grauen Salzton über dem Hauptkalisalzlager der Fall, in welchem Zimmermann marine Versteinerungen auffand. Sie beweisen eine starke Verdünnung der Salzlösung. Sei weiter vermerkt, daß solche sog. Salztone öfter reichlich Magnesit oder Gips bzw. Anhydrit enthalten und in diese Gesteine übergehen. Auch führen sie Aluminiumhydroxyd wie manche Laterite. Beendet somit der Salzton eine unfertige Periode der Salzablagerung, so deutet er zugleich durch Gehalt an Kalziumsulfat den Anfang einer neuen Folge an, die sich mit dem hangenden Anhydrit entwickelt.

Schließlich kommen noch Umbildungen in Betracht, die auf gewaltige Schichtenstörungen zurückzuführen sind, welche sich in Deutschland während der Kreide- und der Tertiärperiode ereigneten, zu einer Zeit also, in der die Salzablagerungen der Dyas längst überdeckt waren. Die Folge dieser Lagerungsveränderungen war gelegentlicher Zutritt

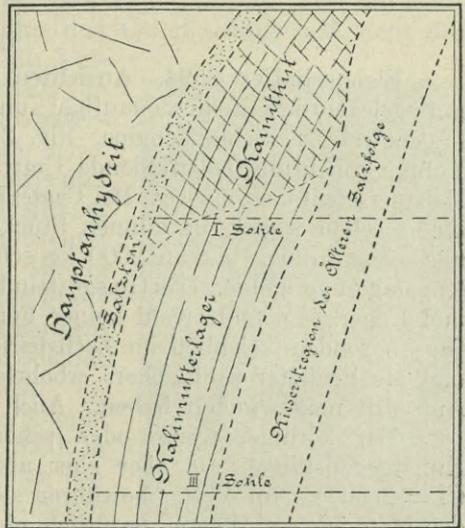


Fig. 350. Salzhut im Kalisalzlager von Westeregeln.
Nach Everding.

von Tagewasser zu den in höhere Teile der Erdrinde emporgepreßten und von Spalten

berührten Zechsteinsalzen. Sie wurden örtlich ganz aufgelöst, vielfach aber auch nur in den obern Teilen verändert. Im letztern Falle entstanden als Salzhut (vgl. Fig. 350) die posthumer Salze Everdings. Insbesondere bezeichnend ist hierfür der Kainit.

Anhydrit.

Eigenschaften S. 94. Entstehung S. 249. Der Anhydrit erscheint auf der Erdoberfläche meist mit Gips zusammen, in den er sich unter bedeutender Volumvermehrung verwandelt. Öfter bilden Gipsvorkommnisse nur Schalen um Anhydrit, was bei Anlagen von Gipsbrüchen zu beachten ist. In Bergwerken bzw. bei Tiefbohrungen trifft man den Anhydrit meist unversehrt an. Er ist in der unterirdischen Zechsteinformation Deutschlands sehr verbreitet, wo er jeweils das Liegende einer Salzablagerung bildet und in letzterer selbst in dünnlagenförmiger Verteilung oder als Durchstäubung des Salzes in Kriställchen erscheint (Fig. 184, S. 94). Besonders bemerkenswert ist der graublaue massige sog. Hauptanhydrit im Hangenden des grauen Salztons, ferner eine Schicht gelblichen oder rötlichen Anhydrits in oft schiffgranitisch aussehender Verwachsung mit Steinsalz im Hangenden des roten Salztons (vgl. Profil, S. 258).

Die Bedeutung des Anhydrits für die Technik ist bislang geringfügig.



Fig. 351. Gipszug im Zechstein. Osterode (Harz).

Gips.

Eigenschaften S. 94. Ansichten über Entstehung S. 249. Der Gips zeigt nur gelegentlich Schichtenaufbau und dann stellenweise stark gewundene Lagenstruktur (Schlangengips, Fig. 301, S. 204), was wohl auf die unter Volumvermehrung stattfindende Umwandlung von Anhydrit in Gips hinweist. Meist erscheint er massig. Bei Castellina (Toscana), auch am Südharz, werden innen schön weiße, in dünnen Stücken durchscheinende, auf der Oberfläche mißfarbig graue, bis an 2000 kg schwere Sphäroide in gewöhnlichem Gips eingelagert gefunden. Das Gipsgestein bildet Linsen, stockförmige Vorkommnisse und Lager. Es fehlt wohl keiner Formation. In Deutschland ist über Tage Gips besonders reichlich im Zechstein vorhanden, so am Südrande des Harzes und als Begleiter zahlreicher, erbohrter Salzlagerstätten, wo Tagewasser den Anhydrit umgewandelt haben. Auch in der Trias erscheint er sehr reichlich.

Der körnige, weiße oder schön gefärbte Gips (Alabaster) dient für Kunstgegenstände, die aber eher als Marmor infolge ihrer geringern Härte ($H = 2$) leiden. Im Wetter bewähren sich Alabasterfiguren wegen der Löslichkeit des Materials im Wasser natürlich nicht. Der Marmor di Castellina genannte Alabaster, aus dem sehr viele „Marmorfiguren“ gemacht werden, erhält durch Kochen bearbeiteter Stücke im Wasser (Umkristallisieren?) eine schöne, marmorweiße Außenzone. Der dichte Gips dient außer als mineralisches Düngemittel in großen Mengen zur Gipsmörtelbereitung, für die Herstellung von Figuren, Stuck, Estrich, Dielen, Wänden usw.

Beim schwachen Brennen, dem sog. Gipskochen (Erhitzen auf 120—130°), erhält man das Halbhydrat von Kalziumsulfat, d. i. $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ (Stuckgips). Beim höhern Erhitzen entsteht wasserfreies Kalziumsulfat (das aber dann nicht das Mineral Anhydrit, sondern eine andre Modifikation von CaSO_4 ist). Der Stuckgips nimmt Wasser sehr schnell wieder auf. Beim schärfer (Estrichgips) und schließlich sehr hoch erhitzten (tot gebrannten) Gips geht das weit langsamer vor sich.

Die höchst vollkommene Spaltbarkeit des Gipses gestattet, aus spätigem, klaren Material (Marienglas) große, durchsichtige Tafeln zu gewinnen. Sie sind indes für Ofenfenster usw. nicht zu gebrauchen, da der Gips schon bei 75° Wasser verliert und trübe wird.

Bei Tunnelbauten bringen Gipseinlagerungen im Gebirge oft Wasserzuflüsse. Wie Anhydrit bewirkt Gips in der Ackererde eine Umsetzung von Kaliumkarbonat (K_2CO_3) in Kaliumsulfat (K_2SO_4), das von den Pflanzen aufgenommen wird. Daher können Anhydrit und Gips als Düngemittel verwandt werden. Andererseits liefern diese Gesteine für sich meist dürrtigen Boden.

Schwerspat, Baryt.

Eigenschaften S. 94. Schwerspat tritt selten gesteinsbildend auf. Bedeutende Lager in devonischen Tonschiefern kennt man bei Meggen in Westfalen. Schwerspatgänge finden sich z. B. im Harz. Auf westfälischen Gangspalten bildet er sich noch jetzt weiter, wo baryumhaltige Gewässer mit Sulfatlösungen zusammentreffen. Das Material wird für Farben (Permanentweiß der Papierfabrikation), für Baryumpräparate usw. gebraucht.

Steinsalz.

Eigenschaften S. 95. Ansichten über Entstehung S. 249. Das natürliche Steinsalz enthält vielfach Chlormagnesium und Chlorkalzium und zieht deshalb Feuchtigkeit an, das sublimierte (an Vulkanen) oft viel Kaliumchlorid, das Knistersalz von Wieliczka in Galizien führt in Hohlräumen Wasserstoff, Kohlenoxydgas, Kohlenwasserstoffe usw., Einschlüsse, die beim Auflösen des Salzes unter knackenden Sprengungen der allmählich dünner werdenden Wände entweichen; oft beobachtet man Flüssigkeitseinschlüsse mit Libelle. Häufig ist dem Steinsalz Ton beigemengt, was eine graue Färbung veranlaßt. Haselgebirge nennt man ein Gemenge von Ton, Gips bzw. Anhydrit auch Dolomit mit Steinsalz in den alpinen Salzlagerstätten.

Das Steinsalz erscheint in oft außerordentlich mächtigen, im Lot selbst über 1000 m starken Lagern¹⁾, insbesondere in Gesellschaft von Anhydrit, Gips und (in Deutschland sowie Galicien) auch von Kalisalzen. Schichtung ist im Steinsalz nicht gerade selten, gelegentlich machen in großer Zahl eingeschaltete Lagen von Anhydrit,

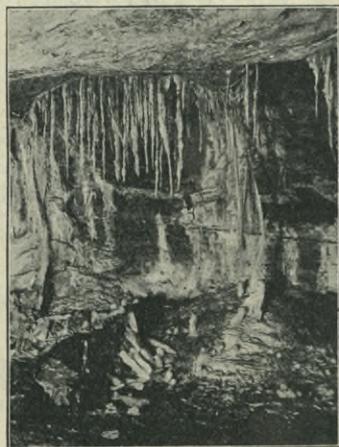


Fig. 352. Salzstalaktiten im Salzlager von Neu-Staßfurt (Provinz Sachsen).

1) Bei der Beurteilung der Mächtigkeit auf Grund der Bohrerergebnisse ist das Fallen der Schichten in Betracht zu ziehen (vgl. S. 32, Fußnote). Bei Wietze (Lüneburger Heide) blieb eine Bohrung von 104—1613 m in einem Salzhorst. Das Lager steht aber sehr steil.

Norddeutschland, insbesondere im nördlichen Vorlande des Harzes (Staßfurt, Vienenburg), in der Gegend von Hannover, in Thüringen, Hessen, in Mecklenburg und Posen hat sich gezeigt, daß vielerorts das Steinsalz des Zechsteins, auch des obern Buntsandsteins¹⁾ von zum Teil an 50—100 und mehr Meter mächtigen Ablagerungen wertvoller, weil im rohen oder umgewandelten Zustande als mineralisches Düngemittel zu verwendender Kalisalze begleitet ist, die teils ausgedehnte Lager, teils mehr linsenförmige Ablagerungen darstellen. Da allein von Kalusz in Ostgalizien substantiell vergleichbare, aber nur geringfügige Ablagerungen bekannt sind, so besitzt Deutschland eine Art Monopol auf die erwähnten Stoffe.²⁾ Eine lästige Beigabe bilden die begleitenden, zum Teil mit den Kalisalzen chemisch verbundenen Magnesiumsalze, die bislang nicht in einer dem Vorkommen entsprechenden Menge vorteilhaft verwertet werden können.

In dem berühmten Staßfurter Salzlager (vgl. Fig. 349 S. 255) ruht auf dem untern Zechstein (aus 0,5—4 m Zechsteinkonglomerat sowie Kupferschiefer und 4—10 m Zechsteinkalk bestehend) 70—100 m älterer Anhydrit mit Stinkstein nebst geringen Salzlageren als Repräsentant des mittlern Zechsteins. Dann folgt eine 300—500 m mächtige Steinsalzaablagerung, die in ziemlich regelmäßigen, 8—9 cm betragenden Abständen von durchschnittlich 7 mm starken Anhydritschichten durchzogen ist (vgl. Fig. 342, S. 250). Nach oben treten an Stelle dieser Anhydritlagen im Steinsalz zunächst Polyhalitschnüre auf (Polyhalit = $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Danach heißt die betreffende, an 60 m mächtige Steinsalzzone die Polyhalitregion. Es folgt die etwa 40 m starke Kieseritregion (Kieserit = $MgSO_4 \cdot H_2O$). In ihr herrscht gleichfalls Steinsalz vor, das mit Kieserit und Carnallit ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$) verwachsen ist. Der Carnallit nimmt nach oben zu, bis das Salzgemenge schließlich in ein abbauwürdiges (25—40 m mächtiges) Carnallitlager übergeht. Durchschnittlich besteht das Material der Carnallitregion aus 52% Carnallit, 24% Steinsalz, 14% Kieserit, 2% Anhydrit und Ton (Gehalt an KCl 16%; $MgCl_2$ 20%; $MgSO_4$ 12%). Das Carnallitgestein ist ein oft farbenprächtiges Gemenge, wobei sich das Rot des Hauptminerals (durch Einlagerung von Eisenoxydblättchen hervorgerufen³⁾) besonders heraushebt. Borazit ($Mg_7Cl_2B_{16}O_{30}$) kommt als weiße Knollen im Carnallit vor. Über dem Carnallitgestein lagert eine 4—10 m starke, graue Salztonschicht als Schutzdecke der leicht löslichen Salze. Der Salzton enthält im Liegenden vorzugsweise Kalziumsulfat, in der Mitte Magnesia- und Tonerdehydrat und am Hangenden neben Ton 40—50% Magnesiumkarbonat. Gewissermaßen durchtränkt ist er von Carnallit, Bischofit und Steinsalz, wie seine Auslaugung zeigt. Es folgt dann eine 40—90 m mächtige Lage von schichtungslosem Anhydrit (Hauptanhydrit), der noch überlagert wird von einer jüngern, 40—150 m starken Zone von Steinsalz, mit an 30 cm voneinander abstehenden, dünnen Schnüren aus Anhydrit und Polyhalit. Über diesem jüngern Steinsalz liegen 5—15 m roter Ton mit Anhydritknollen und Steinsalzschnitzen. Im Hangenden wiederholt sich die Folge Anhydrit, Steinsalz, Ton noch einmal, um schließlich mit wiederum Anhydrit, Steinsalzschnitzen, Ton in den untern Buntsandstein überzugehen.

Anders sind die Ablagerungsverhältnisse der Kalisalze im Werragebiete und in Hessen. Dort findet man nach Zimmermann ein Hauptsteinsalzlager von 150—250 m Mächtigkeit ohne Anhydritschnüre. Es birgt zwei dünne Kalilager etwa in seiner Mitte. Das untere ist gewöhnlich carnallitisch, das obere Hartsalz. Über dem Steinsalz lagern Letten, dann sog. Plattendolomit und wieder Letten. Im Hannoverschen hat man gleichfalls die Kalisalze (oft Sylvinit) als Einlagerungen im Steinsalz. Sehr weitgehende Gebirgsstörungen machen hier die Erkenntnis der Altersbeziehungen zu andern Lagerungstypen sehr schwer. Ein Versuch Everdings, die Salzformation des obern Zechsteins verschiedener Gegenden ohne Darstellung der Lagerungsstörungen miteinander zu vergleichen, ist in der schematischen Fig. 353 wiedergegeben.

¹⁾ In neuerer Zeit haben Bohrungen im Elsaß Kalisalze im Tertiär nachgewiesen.

²⁾ Die neuste Darlegung der geologischen, chemischen und wirtschaftlichen Verhältnisse in „Deutschlands Kalibergbau“. Berlin, Geologische Landesanstalt, 1907.

³⁾ Nach Precht ist das Eisenoxyd aus einem mit dem Carnallit zusammenkristallisierten Eisenchlorür-Chlorkaliumsalz entstanden.

Bezüglich der Benennung wichtiger Salzgesteine ist zu vermerken, daß man in der bergmännischen und technisch-chemischen Praxis unter „Carnallit“ das Steinsalz-Carnallit-Kieserit-Gemenge, unter Hartsalz das Steinsalz-Sylvin-Kieseritgestein und unter Sylvinit die Kombination Steinsalz-Sylvin versteht. Everding nennt das Muttersalz-gemenge Steinsalz mit Carnallit Carnallitit, die Vereinigung von Steinsalz, Carnallit und Kieserit Hauptsalz. Die Bezeichnungen Hartsalz und Sylvinit behält er bei. Ferner wird das posthume Gemenge Steinsalz und Kainit von ihm als Kainitit gekennzeichnet. Vom petrographischen Standpunkte aus empfiehlt es sich, außer obigen mehr durch praktische und geologische Verhältnisse veranlaßten Namen, solche zu gebrauchen, die in einfacher Weise die kennzeichnenden Bestandteile ersehen lassen, wobei der vorwiegende Gemengteil Steinsalz (Halit), Anhydrit, Carnallit usw. den Hauptnamen abgeben muß. In dem Sinne sind als Hauptgesteine zu erwähnen Anhydrit, Anhydrit-Halit, Kieserit-Halit, Polyhalit-Halit, Carnallit-Halit bzw. Halit-Carnallit, Kieserit-Halit-Carnallit (auch anhydritischer), Sylvin-Halit bzw. seltner Halit-Sylvin, Sylvin-Kieserit-Halit, Kainit-Halit.

Von den Salzgesteinen haben Kainit, Hartsalz und Sylvinit besonders großen Wert, insofern sie eventuell ohne weiteres, also im chemisch unverarbeiteten feingemahlten Zustande, als Kalidünger verwandt werden können. Carnallithaltige Salze werden auf Chlorkalium zu gute gemacht. Es beruht die Darstellung des letztern Salzes auf seiner Kristallisation aus einer heißgesättigten Carnallitlange während des Erkaltens. Chlormagnesium bleibt dabei in Lösung. Ein geringer Bromgehalt des Carnallits (ca. 0,3%) wird gleichfalls technisch ausgenutzt. Jod fehlt den Kalisalzen¹⁾. Bei der Gewinnung von Chlorkalium aus Sylvinit macht man es sich zunutze, daß eine heißgesättigte Lösung der Chloride von Natrium und Kalium beim Abkühlen an Löslichkeit für Chlornatrium zunimmt, für Chlorkalium stark abnimmt, so daß reines Kaliumchlorid auskristallisiert²⁾. Produktion s. Fußnote 3).

Nur kurz erwähnt seien als Ganggestein Flußspat, z. B. von Stolberg im Harz und Obergabel in Thüringen, wo man 1 m mächtige Gänge auf 800 m verfolgt hat. Sie führen auch Quarz und Schwerspat. Vielfach ist der Flußspat Erzbegleiter. Kryolith $6\text{NaF} \cdot \text{Al}_2\text{F}_6$ ist nur im Elaeolithsyenit von Evigtok in Grönland bekannt. Er ist ein Produkt der Kontaktmetamorphose. Flußspat findet besonders zur Darstellung von Fluorverbindungen z. B. von Flußsäure und als Flußmittel Verwendung⁴⁾. Kryolith diente früher als Material für die Darstellung von Aluminium. Chilesalpeter (Caliche) NaNO_3 (mit NaCl , NaJ , NaBr , KNO_3 , KClO_4 usw.) bildet ausgedehnte Lager in den regenlosen Küstenstrichen Perus, Boliviens und Chiles und ist als Stickstoffdünger, auch für die Darstellung von Kalisalpeter und Salpetersäure von großer Bedeutung. Nach Europa wird jährlich für etwa 80 Millionen Mark eingeführt.

1) Die Ursache für das Fehlen von Jod in den Kalisalzen ist nach den Kristallisationsversuchen von H. E. Boeke der Umstand, daß Jod als isomorpher Bestandteil in die Konstitution der einschlägigen Salze nicht eintreten kann. Wahrscheinlich ist das in der Mutterlange aufgespeicherte Magnesiumjodid durch die Atmosphärien unter Jodabscheidung zersetzt. Das Jod verdunstete.

2) 100 Teile Wasser lösen bei 100° 35,9 KCl und 25,7 NaCl; bei 10° 12,5 KCl und 29,7 NaCl, ein eigenartiges Verhältnis, daß hierbei die Löslichkeit für NaCl bei sinkender Temperatur zunimmt.

3) Bei Staßfurt wurde nach vierjährigem Abteufen Anfang Januar 1856 255,5 m unter Tage Kalisalz angetroffen. Sein Wert wurde damals verkannt; es wurde auf die Halde geworfen. 1906 sind in Deutschland ca. 5 Mill. t Kalisalze im Werte von ca. 100 Mill. Mark gefördert. Es befinden sich ca. 50 Kalisalzbergwerke im Betriebe, 1889 waren es erst 7.

4) Flußspat selbst ist schwerschmelzig. Er bildet aber im Verein mit andern Salzen recht leicht schmelzende Gemische. Die Erklärung gibt das Diagramm Fig. 354, in der bei *a* (1350°) der Schmelzpunkt des Flußspats, bei *b* der einer schwerschmelzigen Substanz (etwa Anhydrit) eingetragen ist. Das Bereich der gemischten Schmelze zieht sich tief bis zum eutektischen Punkte *E* herab (vgl. S. 122).

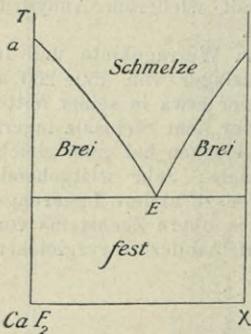


Fig. 354.

Kalkstein.

Über die Eigenschaften des ihn hauptsächlich zusammensetzenden Minerals Kalkspat s. S. 93. Praktische Kennzeichen. Es sei hier zusammenfassend angegeben, wie Kalkstein und ähnliche Gesteine, insbesondere Gips und Anhydrit, leicht unterschieden werden können. Chemische Reaktion, Säureprobe: Kalkstein löst sich unter Aufbrausen (Entweichen von Kohlensäure) in Stücken in kalter Salzsäure, auch schon in Essigsäure (Dolomit erst als Pulver oder in warmer Salzsäure), Gips und Anhydrit lösen sich in Salzsäure nur wenig und ohne Aufbrausen. Beim Erwärmen gibt Gips Wasser ab (Erhitzen in einem langen Röhren: Wasser kondensiert sich), Kalkstein oder Anhydrit nicht. Härte: Gips läßt sich mit dem Fingernagel ritzen (dichte Stücke allerdings kaum), Kalkstein und Anhydrit nicht. Die Messerklinge ritzt alle drei Gesteine, den gelegentlich ähnlichen Quarzit nicht.

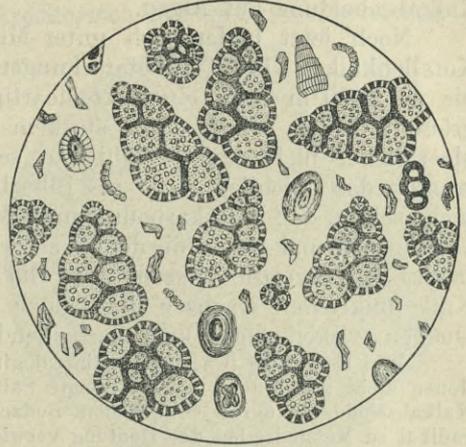


Fig. 355. Kreide, gewaschen, im mikroskopischen Bilde. Nach Zittel.

Das spezifische Gewicht reinen Kalksteins beträgt etwa 2,7. Beimengungen von Ton (spezifisches Gewicht 2,5), Quarz (spezifisches Gewicht 2,65) erniedrigen diese Zahl, solche von Dolomit (spezifisches Gewicht 2,9) erhöhen sie; ebenso ist die Zahl hoch, falls Aragonit vorliegt (spezifisches Gewicht 2,95).

Die chemische Zusammensetzung des von fremden Bestandteilen freien Kalksteins ist 56 CaO , 44 CO_2 . Mancherlei Beimengungen verändern diese Zahlen. Für technische Zwecke ist besonders wichtig der etwaige Nachweis von Magnesium (meist durch Dolomit verursacht), von Mangan (gewöhnlich von Manganspat MnCO_3 herührend), von wasserhaltigem Aluminiumsilikat (Ton) auch von Bitumen. Entsprechend den Beimischungen wechseln die Analysenergebnisse von Kalksteinen sehr stark.

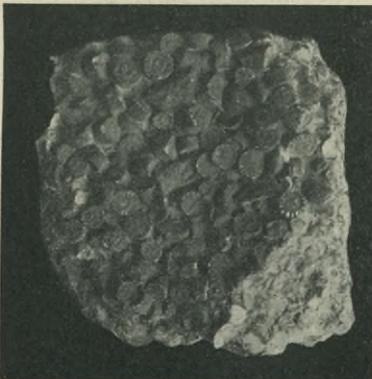


Fig. 356. Kalkstein, sog. Trochitenkalk. Aus Stielgliedern einer Seelilie (*Encrinurus lilifformis*) zusammengesetzt.

Entstehung. Sehr viele marine Kalksteine sind unter Mitwirkung von Organismen, meist von Tieren, entstanden, welche dem Wasser Ca entzogen, in Kalkkarbonat umsetzten und dieses zu ihrem Aufbau verwendeten (biogene, im besonders zoogene bzw. phytogene Kalksteine). So besteht die Kreide hauptsächlich aus Schalen von Foraminiferen¹⁾, (desgleichen der Nummulitenkalk und Fusulinen-

¹⁾ Zur Erzielung schöner Präparate für die Untersuchung vermittels des Mikroskops muß man den feinen Kreidestaub wegschlämmen, also nur den vielfach gewaschenen Rest zum Einlegen in Kanadabalsam benutzen.

kalk, Serpultit aus Wurmgehäusen, Korallenkalk ist durch Korallen gebildet, Trochitenkalk wesentlich aus Crinoiden (Fig. 356). Andre Kalksteine führen große Mengen von Muschel- und Schneckenschalen, was insbesondere bei der Verwitterung heraustritt, der die Versteinerungen besser widerstehen als ihr Untergrund. Nicht wenige hierher zu rechnende Sedimente entstanden durch Kalkabscheidung auf Algen.

Noch jetzt bilden sich unter Mithilfe der Organismen Kalkgesteine, so Korallenkalk¹⁾. Bei Tiefseeforschungen hat man auf dem Boden der Meere bis zu 5000 m Tiefe einen kreideartigen Globigerinenschlamm gefunden. In größeren Tiefen, d. h. unter starkem Druck scheinen feine Kalkteilchen im Meerwasser nicht existenzfähig zu sein und aufgelöst zu werden. In Süßwasser das reichlich Kalk als Bikarbonat in Lösung hat, beobachtet man nicht selten, daß Kalkkarbonat unter Mitwirkung von Organismen (insbesondere von Moosen und Algen, die dem Wasser Kohlensäure entnehmen) auskristallisiert (Kalktuff, Travertin, Wiesenkalk). Die Pflanzen werden vom niedergeschlagenen Kalk umkrustet, wachsen indes nach oben ständig weiter. Selbst in heißen Quellen wirken Algen kalkabscheidend.

Wie R. Brauns (Chemische Mineralogie) bemerkt, ist es infolge der Dissoziation in Ionen nicht angebracht, auf bestimmte Salze (z. B. Kalziumsulfat) bei Erklärungen der Kalkabscheidung durch Organismen Bedacht zu nehmen. Die Zuteilung von Säureradikal zu Metall ist bei der Deutung verwickelter, verdünnter Lösungen willkürlich. Auf welche Weise durch den lebenden Organismus Kalkkarbonat gebildet wird, ist noch Gegenstand nicht abgeschlossener Erörterung. J. Walther machte aufmerksam auf die Möglichkeit der Entstehung von Kalkkarbonat durch Ausfällen mit Hilfe von Ammonkarbonat, das sich aus verwesenden Organismen bildet.

Die häufige Beteiligung organischer Wesen bei der Kalksteinbildung macht die Bitumenführung vieler Kalksteine verständlich (vgl. auch Faulschlamm).

Das erzeugte Karbonat ist teils Kalkspat, teils Aragonit. Mit Sicherheit ist anzunehmen, daß das ursprünglich abgeschiedene Kalkkarbonat vielfach später unter dem Einfluß von Wasser und Kohlensäure umkristallisiert ist.

Linck stellte Versuche über die Ausfällung von Kalk aus (künstlichem) Meerwasser an. In Meerwasser gelöstes Kalziumsulfat wird bei niedriger (20⁰) und hoher Temperatur (40⁰) durch Umsetzung mittels Na₂CO₃ oder NH₄HCO₃ als Aragonit meist in Sphärolithen gefällt. Aus an Kalziumkarbonat gesättigter Seewasserlösung (bei 8⁰ C 0,0191-prozentig) fällt durch Verdunsten bei niedriger Temperatur Kalkspat, bei höherer Aragonit aus. In der Tat bestehen rezente sphärolithische (oolithische) Kalksteine aus Aragonit, die ältern, aus Kalkspat zusammengesetzten haben sich nach Linck nachträglich in dieses Mineral verwandelt.

¹⁾ Nach Murray nehmen die rezenten Korallenbauten eine Fläche von etwa 8 Mill. qkm ein.

Eins der größten Korallenbauwerke ist das Riff, das die australische Nordostküste auf etwa 2000 km begleitet. Es ist ein Wall-(Barrière)riff und als solches von der Küste durch einen Meerstreifen getrennt. Saumriffe legen sich eng an die Küsten an. Lagunenriffe (Atolls) sind ringförmig. Großen Anteil am Aufbau der Korallenriffe nehmen Korallenkalkgerölle und Sand, die durch die Brandungsbewegung entstanden.

Lebende Korallen werden nur in Tiefen bis 50 m unter dem Wasserspiegel gefunden. Die oft bedeutende, 50 m weit überschreitende Mächtigkeit von Korallenbauten erklärt sich nach Darwin dadurch, daß der Untergrund der Riffe sich senkte und die Korallen tierchen diese Senkung durch entsprechenden Bau nach oben ausgleichen. Diese Annahme wird durch Bohrungen auf der Südseeinsel Funafuti befestigt. Dort traf man in 256 m Tiefe noch echten Korallenkalk zum Teil mit Algen und Foraminiferen an. Auch sonst läßt sich ja die sehr bedeutende Mächtigkeit von Sedimenten, vor allem von Strandbildungen, nur unter Annahme einer allmählichen Senkung des Meeresbodens erklären. Ging die Senkung der Koralleninsel verhältnismäßig schnell vor sich, so war eine bedeutende Verbreiterung des Baues nicht möglich, vielmehr wurde hauptsächlich nach oben neues Material angelegt. Dadurch erklärt sich wohl die Entstehung der Ringriffe.

Wasser, das Kalziumbikarbonat enthält und als Quelle aufsteigt, verliert infolge der Druckverminderung und damit parallel gehender Abscheidung von Kohlensäure bedeutend an Lösungsfähigkeit und scheidet einen entsprechenden Teil des gelösten Kalkkarbonat als Kalksinter ab. Wo Wasser verdunstet, wird natürlich das sämtliche gelöste Kalkkarbonat niedergeschlagen.

Arten. 1. Marmor¹⁾. Der ansehnlichste Kalkstein ist der Marmor, mit welchem Namen die Petrographen das makroskopisch körnige Gestein bezeichnen, während der Architekt auch dichte Varietäten so benennt, falls sie Politurfähigkeit besitzen. Der körnige Kalk erweist sich im Schliff zumeist aus richtungslos gruppierten Kalkspatkörnern gleicher oder auch ungleicher Größe lückenlos aufgebaut, was bezüglich seiner Frostbeständigkeit sehr wesentlich ist. (Porenraum des karra-rischen Marmors 0,01 bis 0,22 %) Beimengungen stellen Eisenerze, Graphit, Quarz und gelegentlich mancherlei Silikate, wie Granat, Augit, Glimmer usw., auch Apatit dar, welche letztere nicht selten abgerundete, glatte Formen zeigt. Calciphyr enthält solche Mineralien einsprenglingsartig. Cipollino (cipolla = Zwiebel) heißt von Glimmerlagen durchzogener, Ophicalcit (verde antico zum Teil) von Körnern und Streifen aus Serpentin durchsetzter Marmor. Hierher gehört auch das Eozoon (ein fälschlich als Foraminifere gedeutetes Gemenge). Mylonitische Marmore (vgl. S. 35 und Fig. 359) sind die vom Architekten hochgeschätzten sog. Breccienmarmore.

Dem Kalkspat des Marmors beigemischt Eisen- oder Mangankarbonat, auch Eisenkies machen sich leicht durch Bildung von gelben, braunen und schwärzlichen Hydroxyd- bzw. Oxydflecken merklich, wenn das Material dem Wetter ausgesetzt wird. Die Erkennung solcher Beimengungen geschieht durch chemische Analyse. Graue, bläuliche, schwärzliche Färbung wird durch kohlenstoffhaltige Stoffe (Graphit, Kohle, Bitumen), rote meist durch Eisenoxyd, braune und gelbe durch Eisenhydroxyd hervorgerufen. Manche Marmore sind fleckig, streifig, flammig pigmentiert oder durch Gangtrümer geadert. Der rein weiße Statuenmarmor enthält solche Beimengungen

nicht. Seine hervorragend schöne Erscheinung beruht darauf, daß das Licht bis zu einer bestimmten Tiefe in ihn eindringt und an den Spaltrissen- und Zwillingslamellen des Kalkspats reflektiert wird, so daß die Oberfläche des

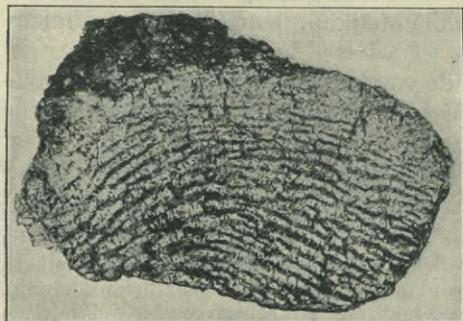


Fig. 358. Ophicalcit (sog. Eozoon canadense). Schliff.

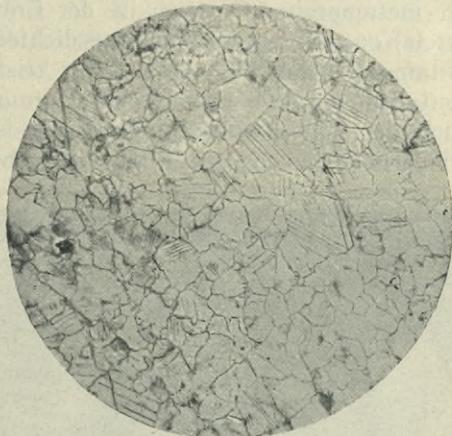


Fig. 357. Marmor. Carrara (Italien). Kalkspatkörner mit Spaltrissen und Zwillingslamellen.

Fig. 359. Mylonitische Marmor. Schliff. A rectangular rock specimen showing a highly textured, fibrous, and somewhat chaotic internal structure, characteristic of mylonitic marble.

¹⁾ Name von *μαρμαρίν* blinken, glänzen.

geschliffenen Marmors förmlich im Lichte, daß aus ihm herauskommt, strahlt. Bester parischer Marmor (Lychnites) läßt nach Lepsius Licht durch 35 mm dicke Platten deutlich hindurch, carrarischer durch 25 und pentelischer durch 15 mm starke Lagen.

Vorkommen und Entstehung des Marmors. Der körnige Kalk findet sich als Einlagerung in archaischen kristallinen Schiefen und in jüngern Sedimenten. Seiner Entstehungsgeschichte nach ist er wohl meist ein metamorphes Gestein, in der Erdtiefe durch Regionalmetamorphose oder durch Kontaktmetamorphose aus dichtem Kalkstein hervorgegangen. Regionalmetamorph sind vielleicht alle in kristallinen Schiefen lagernde Vorkommen; kontaktmetamorph ist z. B. der Marmor von Auerbach im Odenwald, vielleicht auch der von Carrara. Schichtung ist bei solchen Umwandlungen zum Teil erhalten geblieben; meist sind jedoch im Marmor keine Lagen zu erkennen, hingegen tritt oft Zerklüftung auf.



Fig. 359. Marmorbreccie, Bruchfläche. Carrara (Italien).

Von bekannten Vorkommnissen seien einige erwähnt. In Gneiß liegen die Marmore von Södermanland, Westmanland, Wermland in Schweden, von Drontheim in Norwegen, in Glimmerschiefer die von Oberscheibe und Altenberg im Erzgebirge, in Phyllit die von Wunsiedel im Fichtelgebirge. Der Marmor von Carrara¹⁾ ist eine an 1000 m mächtige Triasbildung, und schweizer Vorkommnisse gehören dem obern Jura

an, die in Attika (Akropolis, Hymettos, Pentelikon) zum Teil der Kreideformation.²⁾

2. Kalkstein. Kalkstein schlechthin werden die feinkörnigen bis vollständig dichten Kalkarten genannt. Im Schliff gewahrt man eine sehr feine

1) Bei Carrara sind etwa 600 Marmorsteinbrüche im Betriebe, bei Serravezza 100 und bei Massa 180. Ungefähr 10000 Arbeiter gewinnen in der Gegend jährlich an 70000 cbm Marmor im Werte von ca. 20 Millionen Mark. Noch nicht 5% der Gesamtproduktion ist schneeweiß, dichter statuario; von ihm kostet 1 cbm bis 1500 M. Er bildet Linsen im bianco chiaro ordinario; zwischen beiden liegen Schalen von grauem oder grünlichgelbem, fast dichten tarso. Bardiglio ist zuckerkörnig und grau (bituminös, riecht beim Klopfen), paonazzo (pavone = Pfau) schwach gelblich, sehr feinkörnig, mit schwarzen bis tiefvioletten Adern, Lagen und Flecken von Eisenglimmer und daher breccienartig; er wird sehr geschätzt. Guten Bildhauermarmor liefert auch das Laaser Vorkommen im Vintschgau (Tirol).

2) Vgl. R. Lepsius, Geologie von Attika und Griechische Marmorstudien. Abh. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1890.

Bezüglich der Vorkommnisse und sonstiger technischer Verhältnisse von Marmor vgl. z. B. B. Kosmann, die Marmorarten des Deutschen Reiches. 1888. H. Schmid, die natürlichen Bau- und Dekorationssteine 1905. J. H. L. Vogt, der Marmor in bezug auf seine Geologie, Struktur und mechanischen Eigenschaften. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1898. B. Lindemann, Vorkommen von körnigen Karbonatgesteinen. N. Jahrb. f. Mineral. Beilageband 19.

Ausbildung der Körnchen in gleichmäßiger oder ungleicher Größe. Porphyrisch eingesprengte, scharfe, größere Rhomboeder sind wohl meist Dolomit. Häufig lassen sich zertrümmerte, zu feinem Schutt zerriebene Gehäuseteilchen von Tieren im Schriff erkennen. Akzessorische Bestandteile sind nicht so reichlich wie bei Marmor vorhanden. Besonders zu erwähnen ist die Teilnahme von Tonteilchen an der Zusammensetzung von vielen Kalksteinen, die dadurch zu Mergel überleiten. Beim Behandeln des Materials mit Salzsäure bleibt der Ton zurück. Fein verteilter Eisenkies wird in Kalkstein oft angegeben. Quarzkristalle, Zirkone, Rutile, Glimmer, Turmaline und andre Mineralien werden zuweilen mikroskopisch nachgewiesen. Als größere Bestandmassen in Kalk sind Schnüre von Kalkspat, Nester und Knauern von dichtem Quarz, auch Eisenerze, Bleiglanz, Zinkblende usw. zu erwähnen. Sehr häufig erscheinen im Kalkstein Versteinerungen. Sie bestehen meist aus Kalkspat, der hierbei öfter eine parallele Ordnung seiner Teilchen innerhalb eines und desselben

Körpers, z. B. eines Crinoidenstielgliedes zeigt, was durch die gleichmäßige Spaltbarkeit durch den ganzen betreffenden Körper hindurch auffällt. Ursprünglich vorhandener Aragonit ist in Kalkspat verwandelt. Stylolithen (vgl. S. 209 und Fig. 360) findet man gelegentlich im Kalkstein des Muschelkalks, auch des Jura. Sind die Zapfen der Schichtflächen sehr klein, so geht die Erscheinung in die der sog. Suturen über. Sie sehen wie die Nähte zwischen Schädelknochen aus und führen meist einen tonigen Belag. Bei



Fig. 360. Suture und Stylolithen in Kalkstein.

Bauten sind suturenhaltige Kalksteine zu verwerfen; sie unterliegen leicht der Zerstörung durch den Frost. Auf manchen Kalksteinplatten, so des Wellenkalks (unterer Muschelkalk), sind etwa fingerlange, gewundene Wülste (sog. Schlangenhülste) häufig. Vielleicht sind es Ausfüllungen von Kriechspuren.

Die Farben des Kalksteins wechseln sehr stark. Sehr reine Abarten sind weiß. Häufig gewahrt man gelbliche und graue Farbentöne; auch kommen rote, braune, schwarze, weiterhin gefleckte und durch Trümer geaderte Kalksteine vor. Organische Substanzen, Eisenkies, Hämatit, Limonit sind auch hier die hauptsächlichsten Pigmente. Bei dieser Gelegenheit seien die Dendrite erwähnt, moosartige, dunkle Absätze, die öfter auf Schichtflächen von Kalkstein erscheinen und aus Eisen- bzw. Manganoxiden bestehen und nichts mit organischen Bildungen zu tun haben.

Der Architekt unterscheidet nach der Farbe eine große Anzahl von polierbaren Kalksteinen („Marmor“), wie fior di persico (grauweiß mit roten Flecken), giallo (gelb), giallo e nero (gelb mit schwarzen Flecken), lumachello (gelbbraun mit dunklen Muscheln), nero d'Egitto (dunkelschwarz mit weißen Adern), belgischer „Granit“ (dunkelgrau mit weißlichen Versteinerungen)¹⁾, violetto antico (violett), rosso antico (rot mit schwarzen Punkten und Adern), africano (purpurrot mit weißen und schwarzen Flecken und Streifen) u. a. mehr. Ruinenmarmor zeigt auf dem Querbruch eigenartige Zeichnungen.

¹⁾ Belgien besitzt eine sehr bedeutende Marmorindustrie. Es werden dort jährlich an 12000 cbm Marmor gebrochen.

Arten des Kalksteins. Nach den Beimengungen hat man folgende Arten zu unterscheiden.

Toniger Kalkstein (mergeliger Kalkstein) als Übergangsglied zu Mergel¹⁾. Er gibt beim Behauchen Tongeruch und beim Lösen in Salzsäure

einen schlammigen Rückstand von grauer, gelblicher oder roter Farbe. Hierher gehört auch der sog. Wasserkalkstein. Als Wasserkalk, gebrannt, läßt er sich noch in Stücken löschen wie der gewöhnliche gebrannte Kalk. Übersteigt der Tongehalt etwa 20%, so löscht sich dieser tonige Kalk nur noch im gemahlenen Zustande und heißt dann Zementkalk.

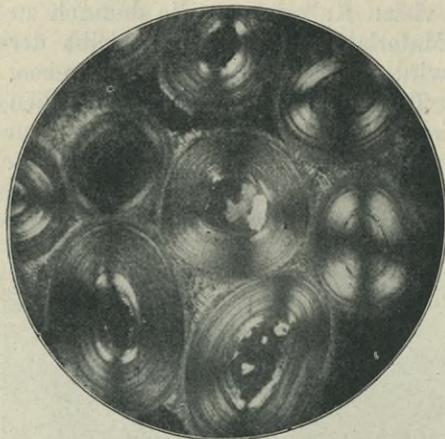


Fig. 361. Erbsenstein von Karlsbad (Böhmen). Im Innern einiger Kügelchen sind Sandkörner zu erkennen. Dünnschliff im polarisierten Lichte. Die schwarzen Kreuze sind also Interferenzerscheinungen.

Flaserkalk (Kramenzelkalk) besteht aus Kalknieren, um welche sich wellig Tonschieferlagen schlingen. Wittert der Kalk heraus, so stellt sich das Gestein als ein Netzwerk von Tonschiefer dar. Solche „Kalknierenschiefer“ kommen besonders reichlich im Oberdevon Deutschlands, auch in Frankreich, in den Pyrenäen usw. vor.

Dolomitischer Kalkstein ist durch Gehalt an Kalzium-Magnesiumkarbonat ausgezeichnet, kieselig Kalkstein von quarziger oder opaliger Kieselsäure durchtränkt. Er führt auch öfter kieselige Knollen und Lagen (Feuerstein, Hornstein).

Während tonige Kalksteine milder als der gewöhnliche erscheinen, sind die kieseligen härter. Sie haben oft sehr helle Farben. Bei manchen besteht die Kieselsäure in Schwammnadeln. Sandiger Kalkstein führt Quarzkörner und leitet zu Sandstein über. Der Pariser Grobkalk gehört hierher. Glaukonitischer Kalkstein enthält Glaukonit und ist deshalb mehr oder minder tief grün, bituminöser Kalkstein führt Bitumen, das sich beim Schlagen oder Kratzen des Gesteins durch petroleumartigen Geruch kenntlich macht (Stinkkalk). Diese Kalke haben öfter graue bis schwärzliche Farben. Der schwarze Anthrakonit gehört auch hierher. Asphaltkalksteine weisen

Während tonige Kalksteine milder als der gewöhnliche erscheinen, sind die kieseligen härter. Sie haben oft sehr helle Farben. Bei manchen besteht die Kieselsäure in Schwammnadeln. Sandiger Kalkstein führt Quarzkörner und leitet zu Sandstein über. Der Pariser Grobkalk gehört hierher. Glaukonitischer Kalkstein enthält Glaukonit und ist deshalb mehr oder minder tief grün, bituminöser Kalkstein führt Bitumen, das sich beim Schlagen oder Kratzen des Gesteins durch petroleumartigen Geruch kenntlich macht (Stinkkalk). Diese Kalke haben öfter graue bis schwärzliche Farben. Der schwarze Anthrakonit gehört auch hierher. Asphaltkalksteine weisen

Während tonige Kalksteine milder als der gewöhnliche erscheinen, sind die kieseligen härter. Sie haben oft sehr helle Farben. Bei manchen besteht die Kieselsäure in Schwammnadeln. Sandiger Kalkstein führt Quarzkörner und leitet zu Sandstein über. Der Pariser Grobkalk gehört hierher. Glaukonitischer Kalkstein enthält Glaukonit und ist deshalb mehr oder minder tief grün, bituminöser Kalkstein führt Bitumen, das sich beim Schlagen oder Kratzen des Gesteins durch petroleumartigen Geruch kenntlich macht (Stinkkalk). Diese Kalke haben öfter graue bis schwärzliche Farben. Der schwarze Anthrakonit gehört auch hierher. Asphaltkalksteine weisen

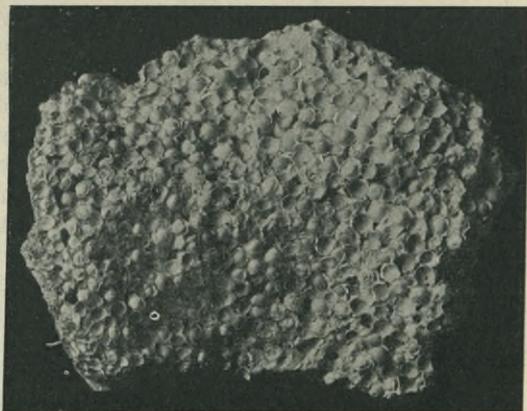


Fig. 362. Karlsbader Sprudelstein.

¹⁾ Die tonigen Beimengungen vieler mariner Kalke mögen z. T. dem Ton des heutigen Tiefseeschlammes entsprechen.

noch reichlicher Bitumen auf, so die von Vorwohle am Hils bis 10%, von Limmer bis 12%, sizilianer (Ragusa) bis 20%. Phosphoritische Kalke führen Phosphoritknollen auch -kügelchen oder feinverteiltes Kalziumphosphat. Eisenkalkstein ist stark eisenschüssig und deshalb rot, durch Eisenoxyd, oder braun bzw. gelb, durch Eisenhydroxyd, gefärbt.

Nach der Struktur unterscheidet man außer dem schon erwähnten körnigen Kalkstein, dem Marmor, und dem gleichmäßig dichten Kalk noch besonders die oolithischen Kalksteine, die rogenartig aus kugligen Konkretionen (Sphärolithen) und einem Bindemittel zusammengesetzt sind. Hierher gehören die Erbsensteine (Pisolithe) heißer

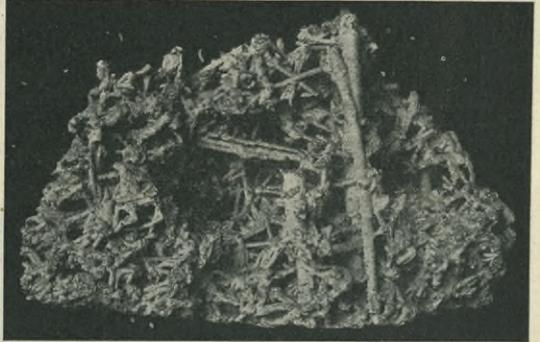


Fig. 363. Kalktuffstein.

Quellen, z. Z. von Karlsbad in Böhmen, die roten (eisenschüssigen) Rogensteine des untern Buntsandsteins und sehr viele Kalke des weißen Jura.

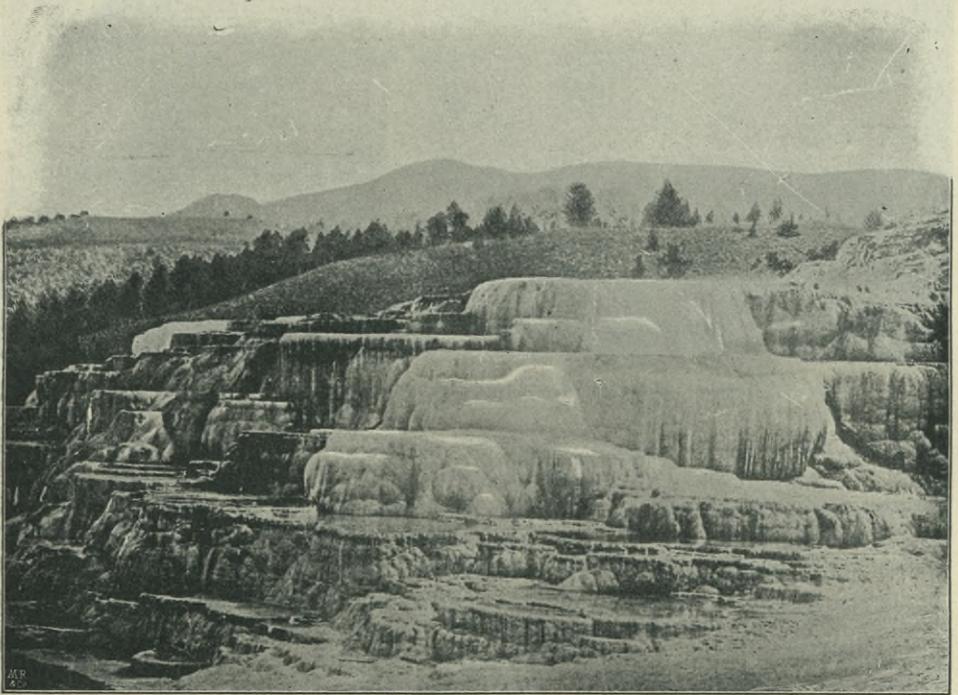


Fig. 364. Kalksinterterrassen. Yellowstone National-Park (Nordamerika).

Werden die Kügelchen der Oolithe durch Gewässer aufgelöst, so entstehen die porösen sog. Schaumkalke, wie sie im Muschelkalk verbreitet sind. Auch die Zellenkalke sind wohl durch Auslaugungsvorgänge löcherig geworden.

Travertin (verstümmelt aus lapis tiburtinus), Kalktuff, Tuffstein sind meist helle, seltener durch Eisenverbindungen rötliche oder durch Manganverbindungen schwärzliche, stark löcherige Kalkmassen, die sich oft um Pflanzenteile ausgeschieden haben. Berühmte Travertine bildeten sich z. B. bei Tivoli unfern Rom, Kalktuffe an sehr vielen Stellen auch Deutschlands (z. B. bei Cannstadt in Württemberg in bis 20 m mächtigen Ablagerungen, Rosdorf bei Göttingen). Die poröse Struktur ist zum Teil bereits durch sekundäre Kalkablagerungen verdichtet. Zuweilen sind solche Kalktuffe pulverig abgesetzt und so geblieben. Das ist der Fall beim sog. Wiesenmergel (Alm, auch Seekreide genannt). Es sind schlammige, nach dem

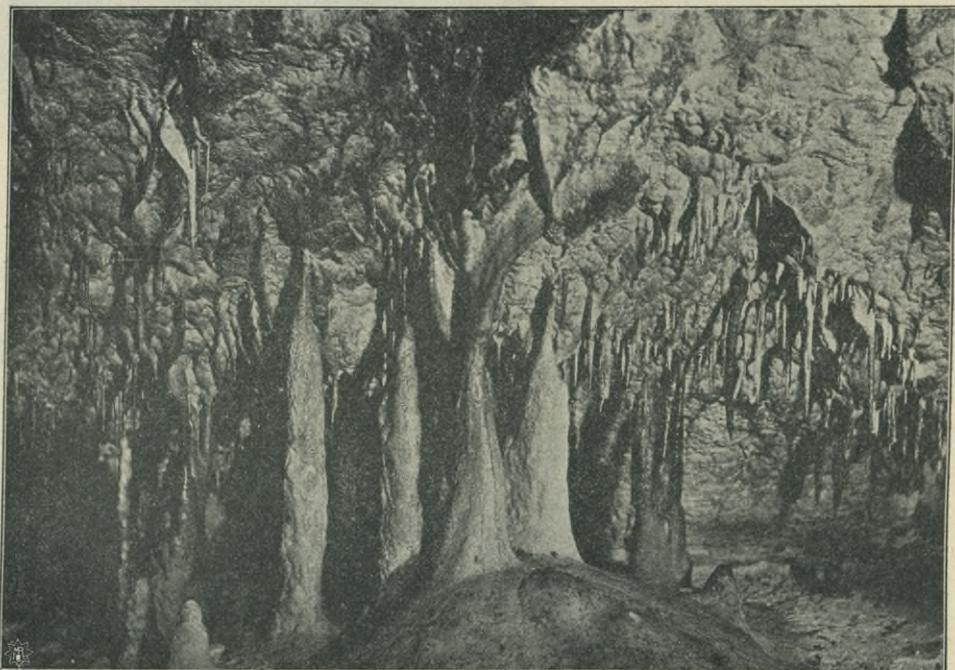


Fig. 365. Tropfsteinbildungen in der Hermannshöhle bei Rübeland (Harz). Nach Kloos.

Trocknen kreideartige Massen, die sich im Boden feuchter Wiesen, in und unter Torfmooren oder auf dem Grunde flacher Gewässer niedergeschlagen haben. Kalksinter nennt man die zapfenförmigen, hängenden (Stalaktite) bzw. stehenden (Stalagmite) oder krustenförmigen Kalkausscheidungen an Decke, Boden und Wänden von Höhlen, auch die mannigfaltigen Kalkabsätze von Quellen (so der Mammut hot springs im Yellowstone-Nationalpark in N.-Amerika), Bildungen, die oft durch ihre welligen oder napfartigen Formen auffallen und gelegentlich durch einen prächtigen Farbengegensatz zwischen den kalkausscheidenden grünen und gelben Algen, dem blauen Wasser und den weißen Sintermassen sich auszeichnen.

Manche Kalksinter bestehen aus Kalkspat, und zwar zuweilen aus sehr grobspätigem, andre aus Aragonit.

Onyxmarmor, ein durchscheinender, gelblicher oder grünlicher Kalkstein, wird neuerdings für Dekorationszwecke viel verwandt. Er stammt

meist aus Mexiko (Tecali, Staat Puebla) und ist ein Quellenabsatz. Mit eigentlichem Onyx (Chalcedon mit schwarzen und weißen Lagen) hat das Gestein nichts zu tun.

Kreide ist ein abfärbender, erdiger Kalkstein, der hauptsächlich aus mikroskopischen Foraminiferenschalen und Kalkscheibchen besteht. Er entspricht gewissen sich heutzutage bildenden Absätzen von Globigerinenschlamm, die bei der Challengerexpedition bis zu Tiefen von 2300 Faden sehr verbreitet auf dem Boden der Ozeane vorgefunden wurden. Dieser Kalkschlamm birgt auch Trümmer von Molluskenschalen und Korallen, Skeletteile von Schwämmen, Radiolarien, Diatomeen, mineralische Bruchstücke usw. Sein Kalkgehalt beträgt nur etwa 55 %.

Auch die Kreide führt wie der dichte, feste Kalkstein gelegentlich mancherlei Beimengungen, so Ton, Glaukonit, Eisenerz. Ihre Hauptverbreitung hat sie in der nach ihr benannten Formation. Sie tritt reichlich auf bei Dover und an andern Orten Englands, an der NO.-Küste von Irland, bei Calais, in den Dep. der Ardennen, der Marne und Seine in Frankreich, auf Rügen, Moen usw.

Vorkommen des Kalksteins. Diese Gesteine haben sich in allen geologischen Perioden gebildet. In Deutschland kommen für technische Zwecke ganz besonders in Betracht Vorkommnisse im Devon und Karbon (z. B. Lahntal, Rübeland im Harz, Westfalen), Zechstein, Muschelkalk, weißen Jura, in der Kreide (Wealden, Pläner) und im Quartär.

Die Kalksteine erweisen sich zum Teil sehr deutlich geschichtet, vor allem wenn sich zwischen die Kalklagen dünne Mergellagen bzw. Tone einschieben. Die Ober- und natürlich auch Unterflächen mancher Kalkschichten sind wellig uneben, so die Wellenkalke des deutschen untern Muschelkalkes. Zuweilen sind Kalksteine sehr dickbankig, z. B. die sog. Trochitenkalke des obern Muschelkalkes und der Pariser Grobkalk. Viele sind ungeschichtet, insbesondere die Riffkalke, die förmlich als Stöcke erscheinen.

Im Landschaftsbilde heben sich Kalksteine oft schroff aus mildern Gesteinen, wie Mergeln, Tonen u. dgl., heraus. Besonders rauh erscheinen die Riffkalke (Ostalpen, Schwäbische Alb). Der eigenartigen Kalklandschaft des Karstes ist schon S. 198 gedacht.

Die Verwendung des Kalksteins ist eine sehr mannigfaltige. Weiße oder schönfarbige Arten dienen als Ornament- und Monumentalstein, die weniger ansehnlichen unter ihnen, in erster Linie die porösen, als Baustein, die dichten dünnplattigen Kalkschiefer als Steigbelag, auch zur Dachbedeckung, für Fußbodenmosaik, Springkugeln, die sehr gleichmäßigen, äußerst fein aufgebauten von Solenhofen in Bayern als lithographische Steine. Sehr bedeutende Mengen an gebranntem und dann gelöschtem Kalk werden im Verein mit Sand für die Kalksandsteinfabrikation verwandt. Recht reine



Fig. 366. Steil aufgerichtete Schichten von kalkigem Senonkonglomerat. Harzburg (Harz). Auflösung von den Schichtflächen.

Abarten liefern fetten Kalkmörtel¹⁾; sie dienen auch zur Herstellung von Kohlensäure, zur Bereitung von Glas, Kalziumkarbid usw.; mergelige werden für die Zementindustrie benutzt, auch als Düngemittel für kalkarmen Boden. Sehr große Mengen Kalkstein verwendet man als Zuschlag bei der Eisenbereitung (Hochofenprozeß, Thomasverfahren, basischer Siemens-Martinprozeß).

Zum Straßenbau ist Kalkstein nicht sonderlich geeignet. Er nutzt sich infolge seiner geringen Härte leicht ab, entwickelt also viel Staub bzw. bei nassem Wetter Schlamm. Vor allem sind die tonigen Kalksteine ungeeignet als Straßenschotter.

Die Druckfestigkeit von Marmor beträgt 400—1200 kg/qcm, auch mehr. Für Kalkstein schwanken die Zahlen sehr stark, und sie erheben sich von etwa 100 bis an 1900 kg/qcm.

Kalkboden ist ziemlich arm an Pflanzennährstoffen, um so mehr, je reiner er ist. Gewöhnlich bleiben bei der Kalkverwitterung (wesentlich mechanische Zerkleinerung und Lösung) Beimengungen zurück, so eisenschüssiger Ton, auch Quarzstaub u. a. m. Infolge klüftiger Struktur ist Kalk oft wasser-durchlässig und deshalb trocken. Als Bodenzusatz wirkt er säurebindend; er verwandelt sauren Humus in milden.

Wasser, welches kalkige Gesteine durchsickert hat, ist natürlich hart.

Dolomit.

Dolomit als Mineral (S. 93) besteht aus dem Doppelsalz $MgCO_3 \cdot CaCO_3$, als Gestein enthält er meist überschüssiges, dem Dolomitmineral beigemengtes Kalziumkarbonat. Zur Unterscheidung vom Kalkstein dient die schwerere Angreifbarkeit durch schwache Säuren, wie Essigsäure und Salzsäure. Kalkarmer Dolomit in Stücken braust in der Kälte mit Salzsäure nur schwach,

lebhafter als Pulver und stark erst beim Erwärmen. (Über den Magnesiumnachweis s. Dolomit S. 93.) Die Härte des Dolomits ist etwas höher als beim Kalkstein (3—4), und auch sein spezifisches Gewicht ist größer. Es geht bis 2,9. Das kristalline Gefüge ist bei den Dolomiten mit bloßem Auge meist deutlicher zu beobachten, als bei den meisten Kalksteinen.

Die Farben und Beimengungen sind die des Kalksteins. An Unterabteilungen sind nach der Struktur folgende zu unterscheiden. Dem Marmor entspricht der körnige Dolomit (Dolomitmarmor). Er ist zum Teil porös und locker. Die Körner haben öfter ziemlich deutliche Kristall-

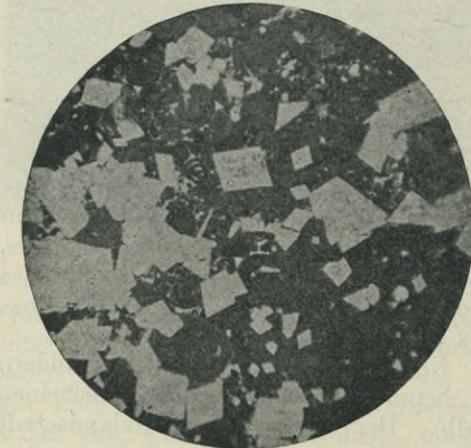


Fig. 367. Dolomit im Dünnschliff. Seiter bei Hannover. Scharfe Dolomitkristalle in dichtem Untergrunde.

formen. Sie entbehren häufig der Zwillingslamellierung, die beim Kalkspatmarmor, wenn auch nicht immer vorhanden, so doch sehr verbreitet ist. Dichter

¹⁾ Größerer Magnesiumgehalt kann schädlich wirken, weil das beim Brennen des Kalksteins neben CaO gebildete MgO sich beim Kalklösen ev. noch nicht vollständig umwandelt und erst später im Mörtel völlig hydratisiert. Letzteres geschieht unter Volumvergrößerung und veranlaßt daher das „Treiben“. (Nachweis des Magnesiums s. Dolomit S. 93.)

Dolomit hat das Ansehen dichten Kalksteins. Plattendolomit ist regelmäßig geschichtet. Zuweilen finden sich oolithische, häufig sind zellig löcherige Dolomite, die man Rauhwacke (Rauchwacke) nennt. Blasenschiefer heißt man in Thüringen sehr dünn-schichtige Dolomite des Zechsteins mit zahlreichen Hohlräumen, die durch Auslaugen von Anhydritknötchen entstanden sind. Dolomitasche (Dolomitsand) besitzt pulverigen Zustand. Sie erscheint als Rückstand bei der Auslaugung dolomitischer Kalksteine.

Dolomite kommen wohl in allen Formationen vor. Berühmte körnige Arten sind die aus dem Binnental in Wallis und von Campo longo am St. Gotthard. Die südnorwegischen Marmore sind zum Teil Dolomitmarmore. In Deutschland findet sich dichter Dolomit besonders reichlich im Zechstein und im obern Jura; in den Ostalpen berühmte Triasvorkommnisse. — Der Dolomit bildet schichtige, öfter auch massige Ablagerungen.

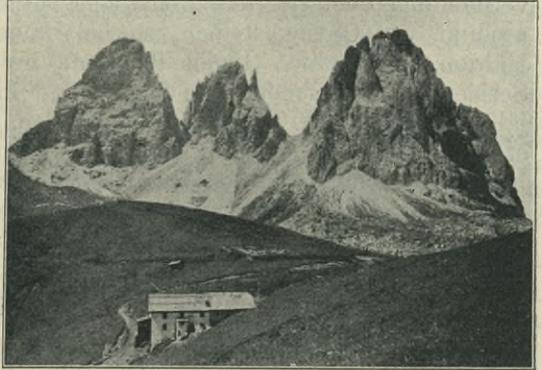


Fig. 368. Drei Zinnen. Dolomiten. Tirol.

Bezüglich der Entstehung des Dolomits ist nicht zu bezweifeln, daß er sich unmittelbar aus Wasser absetzen kann und es auch in der Natur getan hat¹⁾. In andern Fällen ist der Dolomit allem Anschein nach durch Umwandlung von Kalkkarbonat unter dem Einflusse der Magnesiumsalze des Meerwassers oder des Magnesiumkarbonats zirkulierender Gewässer zustande gekommen. Dafür spricht z. B. das Zusammenvorkommen von Dolomit und Erz, das sicher sekundär ist, in Oberschlesien. Bei körniger Art wird die Regional- oder Dynamometamorphose eine Rolle in der Entstehungsgeschichte des Dolomites gespielt haben.

Im Landschaftsbilde heben sich Dolomite, insbesondere die Riffdolomite, kräftig und mit oft phantastischen Formen heraus (Dolomiten der Ostalpen, Fig. 368). Bei der Verwitterung fällt das Gestein vielfach scherbüchsig auseinander. Es beruht das darauf, daß sich der Dolomit dem Gebirgsdruck nicht so glatt anpaßt wie oft Kalkstein, vielmehr in sich eckig zermalmt wird (Dolomit-Mylonit, vgl. S. 35); die Spalten füllt Kalkspat aus, der bei der Verwitterung gelöst wird, so daß der Zusammenhang der Bruchstücke verloren geht.

Der Dolomit findet als geschätzter Bau- und Werkstein oft Verwendung. Die Druckfestigkeit ist vielfach bedeutend und geht bis 1200 kg/qcm und darüber hinaus, bei nordnorwegischen Dolomitmarmoren ist 1750 kg/qcm beobachtet. Mancher, besonders quarziger Dolomit z. B. des Jura, eignet sich leidlich als Steinschlag. Vielfach findet Dolomit als Zuschlag beim Eisenhüttenbetrieb Verwendung, insbesondere dient das stark gebrannte und so in

¹⁾ Lithothamnen (Kalkalgen) enthalten an 10%, Korallengehäuse z. T. bis 20% $MgCO_3$. Auch spricht die gelegentliche Wechsellagerung von Kalkstein und Dolomit für ursprüngliche Natur des letztern.

CaO + MgO umgewandelte Gestein mit entwässertem Teer vermennt als Material für Auskleidung der Thomasbirnen.

Als Kalziumspender ist Dolomit für den Boden wegen schwererer Angreifbarkeit weniger geeignet als Kalkstein.

Magnesit.

Magnesit (Eigenschaften S. 93), meist weiß, aber auch durch Eisenverbindungen gefärbt, findet sich gelegentlich in Serpentinien als Verwitterungsprodukt von Olivingesteinen, so bei Baumgarten in Schlesien, Hrubtschitz in Mähren, im Komitat Gömör (Ungarn), in den gewaltigen Serpentinmassiven Serbiens und besonders im Veitschtales in Steiermark, auch auf Euböa, wo jährlich an 35 000 t gewonnen werden. Letzterer ist eisenärmer als der steiermärker und deshalb auch nach dem Brennen hell; der vom Veitschtales brennt sich dunkel. Das Material ist zuweilen mit Kieselsäureabsätzen verbunden, wie das bei der Entstehung aus einem Silikat verständlich ist.

Das Magnesiumkarbonat $MgCO_3$ wird, zu Magnesia (MgO) gebrannt, hauptsächlich zur Herstellung feuerfester Steine und Tiegel, zur Fabrikation von Magnesia-Zement und für Mg-Präparate, auch zur CO_2 -darstellung verwandt.

Strontianit (Eigenschaften S. 94) findet sich z. B. in etwa 0,3 m mächtigen Gängen bei Münster und Hamm (Westfalen) in senonen Kalkmergeln. Wie Cölestin (Strontiumsulfat) wird dies Strontiumkarbonat in der Zuckerindustrie und für Strontiumpräparate gebraucht.

Spatenstein soll im Zusammenhange mit den übrigen Eisenerzsedimenten besprochen werden (S. 278).

Mergel

vermittelt zwischen Kalk bzw. Dolomit und Ton. Er enthält die Karbonate mit Ton in wechselnden Mengen gemischt. Die Vermengung ist oft eine sehr innige, so daß die Bestandteile durch Schlämmen sich kaum trennen. Beim Anhauchen macht sich der Tongeruch geltend, beim Behandeln mit Salzsäure brausen die Kalkmergel in Stücken bereits in der Kälte, die Dolomitmergel erst als Pulver bzw. in der Wärme, der Ton bildet den Lösungsrückstand. Die Härte der Mergel ist gegenüber der der Kalksteine und Dolomite geringer, wenn nicht eine Durchtränkung mit Kieselsäure sie erhöht. Auch ist das spezifische Gewicht niedriger als bei reinen Karbonaten.

Wie bei Kalksteinen finden sich besonders mikroskopisch mancherlei Nebengemengteile, so Quarzkörner, Glimmerblättchen, Eisenerze, an größern Bestandsmassen Knollen von Kalk, Dolomit, eingelagerte Quarzkristalle, Gips (so die großen Kristalle vom Montmartre bei Paris), Eisenkies, Kupfer- und Silbererze usw.

Die chemische Zusammensetzung ist natürlich starkem Wechsel unterworfen. Als Beispiel sei ein Plänermergel des Ohmgebirges angeführt, der 74,07 $CaCO_3$, 0,25 $MgCO_3$; 21,57 Ton; 1,45 Fe_2O_3 ; 0,82 Al_2O_3 ; 0,12 K_2O und 1,56 H_2O enthielt. Es ist ein tonarmer Mergel, tonreiche weisen bis 80 % Ton auf.

Die Farben wechseln sehr beträchtlich von Grau in Gelblich, Rot, Braun, Violett, Schwarz. Die Struktur ist meist erdig dicht, auch oolithisch. Schichtung ist vielfach deutlich. Nicht selten zerfallen die Mergel in fein blättrige Massen und Schuppen, schließlich zu Erde.

An Arten seien folgende vermerkt. Kalkmergel nähert sich dem Kalkstein, Tonmergel dem Ton. Dolomitmergel enthält Dolomit, Glimmermergel führen reichlich Glimmer, Sandmergel Quarzkörner, Glaukonitmergel Glaukonitkörner; bituminöse Mergel sind reich an Bitumen. Hierher rechnet auch der Kupferschiefer des untern Zechsteins, der in der Gegend von Eisleben am Harz trotz seiner geringen Mächtigkeit von etwa 10 cm der abbauwürdigen Schicht und trotz des geringen Gehaltes von nur etwa 3 0/0 Cu und etwas Silber einen großartigen Bergbau veranlaßt hat¹⁾.

Der Kupferschiefer ist ein schwarzer, bituminöser Mergel mit fein verteilten Kupfer- und Silbererzen. Er wurde in flacher See als mergeliger Faulschlamm abgelagert. Kennzeichnend sind viele Fischversteinerungen. Manche sind der Ansicht, daß die massenhaft infolge sulfatfischer Zuflüsse in einem flachen Meeresbecken abgestorbenen und verwesenden Tiere reduzierend auf die Lösungen eingewirkt und Sulfide von Kupfer sowie von Silber und auch gediegen Silber abgeschieden haben. Andererseits wird eine nachträgliche Zufuhr der Metallösungen auf Spalten und eine Reduktion der Lösung in dem bituminösen Mergel angenommen, wobei die Absorptionsfähigkeit des Tons im Mergel eine Rolle gespielt haben mag.

Glaukonitische Mergel sind durch Glaukonit grün. Flammenmergel ist ein sandiger, schwärzlich gefleckter Mergel der untern Kreide. Steinmergel nennt man festere, dichte, splittige, kalkigtonige Gesteine besonders des Keupers. Tutenmergel (Nagelkalke) bestehen aus ineinander gestellten Kegeln, die sich lagenweise die Spitzen zukehren, miteinander verschränkt sind und eine Querrunzelung aufweisen. Sie bilden Platten, deren Ober- und Unterseite den Kegelgrundflächen parallel verläuft.

Vorkommen. Die Mergel sind außerordentlich verbreitet, vor allem in mesozoischen und noch jüngern Formationen. Ganz besonders kommen in Deutschland Zechstein, oberer Buntsandstein, Keuper, Jura, Kreide und Tertiär, auch das Diluvium in Betracht.

Seine technische Verwendung findet das Gestein in großem Maßstabe in der Zementindustrie²⁾. Kalk- und tonarme Böden werden durch Mergeln verbessert. Als Baustein werden nur härtere Sorten benutzt. Für Straßenschotter sind Mergel ungeeignet. Sie zerfriern ihres großen Wasseraufsaugungsvermögens wegen leicht und geben beim Zerfall viel Schlamm. Sehr schädlich wirkt die Benutzung tonreicher Mergelsorten beim Bau von Eisenbahndämmen. Sie verursachen nach der Durchtränkung mit Regenwasser ein seitliches Quellen und Fließen des Bauwerkes. (Vgl. S. 107, Fußnote 2).

Beim Mergelboden sind die für die Vegetation ungünstigen Eigenschaften des Tons (wasserundurchlässig, kalt, schwer durchlüftbar) durch die Mischung mit dem Karbonat gemildert. Meist führt der Mergel reichlich Pflanzennährstoffe; er absorbiert Phosphorsäure und auch Kalisalze.

Als Anhang sei noch Gipsmergel, der Übergang von Gips zu Ton erwähnt.

Kieselgesteine.

An ihrem Aufbau nehmen als wesentliche Bestandteile einzeln oder zusammen teil Quarz, Chalzedon, Opal.

1) Die Vereinigung des Kupfers in der Schicht würde ein etwa 1 mm dickes Kupferblech ergeben, zu dessen einseitiger Plattierung das Silber des Kupferschieferflözes gerade hinreichen würde. Jährlich werden etwa 1 $\frac{1}{2}$ —2 qkm dieses Kupferschiefers gewonnen, 500 qkm sind noch abzubauen. 1905 betrug die Produktion an Kupfer 19578 t. Wert 23,7 Mil. Mark. (Treptow, Wüst, Borchers, Bergbau und Hüttenwesen.)

2) 1905 93 Zementfabriken in Deutschland; Erzeugnis 20 Mill. Faß. Produktion in N.-Amerika 30 Mill. Faß, je 170 kg netto.

Praktische Kennzeichen. Zum Unterschied gegen andre verbreitete Gesteine seien als Erkennungsmittel besonders betont: die hohe Härte (6,5—7), die ein Kratzen der Gesteine mit dem Messer nicht gestattet, die Unangreifbarkeit durch Salzsäure und die Unschmelzbarkeit vor dem Lötrohre.

Das spezifische Gewicht reiner Kieselgesteine kann nach der Art des aufbauenden Minerals sehr wechseln. Quarz besitzt eine Eigenschwere von etwa 2,65, desgleichen Chalzedon, Opal hingegen eine solche von nur 2,2—2,3. Die chemische Zusammensetzung ändert sich natürlich mit den Beimengungen, die sich zum Quarz oder Chalzedon (beide SiO_2) oder Opal ($\text{SiO}_2 + x\text{H}_2\text{O}$) gesellen.

Entstehung. Die Ausscheidung der Kieselsubstanz aus Lösungen beruht, wie beim Kalkcarbonat, auf einer Abkühlung des Lösungsmittels, vielleicht auch auf Druckverminderung (aufsteigende Quellen), auf dem Verdunsten des Lösungsmittels und auch vielfach auf der abscheidenden Tätigkeit von Organismen wie Radiolarien, Diatomeen, Algen, Schwämme. Selbst in Quellen mit fast Siedehitze vermögen SiO_2 -abscheidende Organismen zu leben. Die von ihnen ausgeschiedene Kieselsäure ist amorph. Vielfach hat sich aber eine nachträgliche Kristallisation zu Quarz vollzogen, wobei die organische Struktur meist verloren ging.

Manche Kieselgesteine sind durch Verdrängung von Kalksteinen, vielleicht gelegentlich auch von Tonschiefern entstanden. Dahin gehören z. B. einerseits Kieseloolithe, andererseits viele Wetzschiefer.

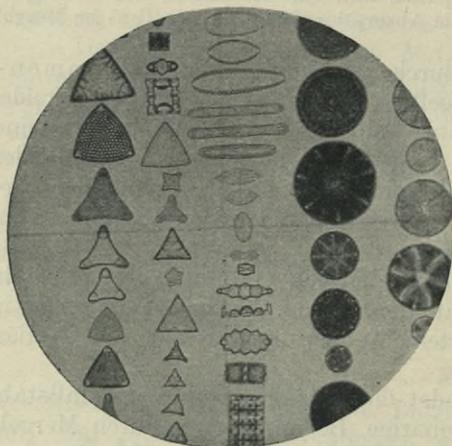


Fig. 369. Zusammenstellung von Diatomeen im mikroskopischen Bilde.

Quarzit besteht wesentlich aus Quarz. Oft kann man im Schriff erkennen, daß nicht aller Quarz in diesen Gesteinen bei ihrer Bildung neu ausgeschieden ist, sondern daß sie auch Quarztrümmer enthalten, um welche dann, öfter in paralleler Orientierung, Ausscheidungsquarz kristallisiert ist. (Übergang zu kieseligen Sandsteinen.) Durch Eintritt und Anreicherung von hellem Glimmer in Lagen leiten die Glimmerquarzite durch Quarzitschiefer in Glimmerschiefer über. Sonst ist an Gemengteilen noch Chlorit, Talk, Graphit, Magnetit, Eisenkies, auch Granat, Cyanit usw. gelegentlich zu beobachten.

Die Quarzitfarben sind meist hell, weißlich, gelblich, grau, auch rötlich. Gelegentlich sind die Gesteine gefleckt.

Die Struktur der Quarzite ist zum Teil körnig, gelegentlich porphyrisch, oft sind sie recht dicht. Manche zeigen deutlich die Erscheinungen des Gebirgsdruckes, insbesondere in einer Streckung, die sie zuweilen seidig faserig erglänzen läßt.

Itacolumit hat man einen in Brasilien verbreiteten, glimmerigen Quarzit (bzw. Sandstein) genannt, der stellenweise eigenartige, etwa wie Sohlenleder biegsame Partien aufweist. Die Biegsamkeit beruht auf der Struktur des Gesteins und rührt von einem gelenkartigen Ineinandergreifen der Quarzkörnchen her. (Gelenkquarzit.)

Die Quarzteilchen der Quarzite schließen sich entweder zu einem kompakten Gestein aneinander, oder sie lassen Löcher, rundliche oder zellig-eckige Hohlräume, zwischen sich, so bei manchen Süßwasserquarziten des Tertiärs, die zu Mühlsteinen gut verwendet werden können.

Vorkommen. Man findet die Quarzite in vielen Formationen, sehr reichlich in Gebiete kristalliner Schiefer, so im Erzgebirge und Ural, im Paläozoikum, in dem sie z. B. im Harz und im Taunus ganze Berge bilden, die infolge der schweren Verwitterbarkeit der Quarzite sich hoch aus der Umgebung als Züge und Kuppeln herausheben (Fig. 370). Bemerkenswert sind auch die Quarzite im weißen Jura (so bei Lübbecke in Westfalen) und die großen Quarzitknollen im Tertiär.

Viele Quarzite stellen aus dem Wasser abgesetzte Ganggesteine dar. Der Art ist wohl auch der interessante, über 100 km lange, Pfahl genannte Zug aufzufassen, der sich parallel der Donau in der Gegend von Regensburg bis in die von Passau hin zieht.

Manche Quarzite, wie solche im Harz, sind durch Kontaktmetamorphose aus Kieselschiefern hervorgegangen.

Die Verknüpfung wässriger Bildungen mit plutonischen stellen Quarzgänge und Linsen dar, die als extreme Ausbildung von Pegmatiten aufzufassen sind (vgl. S. 149)

Verwendung. Bei bedeutender Druck- und Verbandfestigkeit sowie wegen hoher

Härte eignen sich Quarzite als Steinschlag für Landstraßen, auch, falls sie beim Gebrauch nicht zu glatt werden, für Pflastersteine. Für die Herstellung von Mühlsteinen werden löcherige Quarzite verwandt; sie bleiben bei der Benutzung rau. In reinen Arten werden Quarzite für die Glasherstellung gebraucht. Eine sehr wichtige Verwendung finden sie als Material zur Herstellung sehr hochschmelziger Steine. Ganister z. B. ist ein englischer Quarzit, der zerkleinert und mit wenig Ton angemengt zur Auskleidung von Bessemerbirnen dient. Berühmt sind auch die ähnlichen Dinasteine, ursprünglich aus Quarzit vom Dinastfelsen im Tale von Neath (England) gefertigt.

Als Kieselschiefer bezeichnet man dichte, mikroskopisch feinkristalline, dunkle, meist schwärzliche, auch grünliche, rötliche, nicht selten gebänderte Gesteine, die hauptsächlich aus Quarz, auch Chalzedon (in Sphärolithen), bestehen. Im Dünnschliff entdeckt man in ihnen nicht selten Radiolarien (Radiolarite; vgl. auch Radiolarienschlamm S. 234). Lydit (Proberstein für den Strich von Gold- und Silberlegierungen) ist durch kohlige Substanzen tief schwarz, Hornstein (der z. B. im Rotliegenden oft als Versteinerungsmaterial von Holz vorkommt) grau, gelblich; bei gelber, roter oder brauner Farbe spricht man wohl von Jaspis.

Die Kieselschiefer bilden deutliche Schichten und zeigen oft sehr bizarre Faltungerscheinungen (Fig. 25 und 42, S. 21 und 28 sowie Titelbild). Vielfach sind



Fig. 370. Quarzit. Alexandrowskaja Sopka (Ural).

sie in parallelepipedische Stücke gegliedert, was ihre Gewinnung erleichtert (Fig. 69, S. 40). Häufig sind Spalten und Risse im Gestein durch Absatz von weißem Quarz ausgeheilt. Auf Klüften kommen zuweilen Phosphate, z. B. radialstrahlige Sonnen von sog. Wavellit (einem wasserhaltigen Aluminiumphosphat) vor.

Die in Rede stehenden Gesteine trifft man in bedeutender Menge in paläozoischen Schichten an, so im Harz und im Rheinischen Schiefergebirge. Sie dienen als Straßensteinschlag, gelegentlich zur Herstellung feuerfester Steine.

Anhang. Adinole sind den Kieselschiefern ähnlich und kommen auch mit ihnen vor. Sie enthalten außer Kieselsäure reichlich Natron, das von Albit herrührt, und unterscheiden sich im übrigen von den Kieselschiefern durch Schmelzbarkeit vor dem Lötrohr. Die Gesteine sind zum Teil Kontaktprodukte am Diabas und aus Tonschiefern entstanden.

Feuerstein (Flint) besteht aus feinkristalliner Kieselsäure, auch aus Opal und zeigt gelegentlich mikroskopisch Skelette von Schwämmen (Spongien). Er bildet außen weißliche oder graugelbliche, innen meist dunkler gefärbte Knollen (Konkretionen) sowie Ausfüllungen von Versteinerungen, auch Lagen. Vor allem reichlich findet man ihn in der senonen Kreide, z. B. Englands, Dänemarks, der Insel Rügen. Bei der Zerstörung der Kreidegesteine bleibt er erhalten. So findet man ihn z. B. am Saßnitzer Ufer massenhaft angehäuft.

Kieselsinter nennt man die kieseligen, meist opalreichen Absätze von Quellen, wie der Geysir in Island, im Yellowstone-National-Park in Nordamerika, auf der Nordinsel von Neuseeland, wo sich an den Ufern des Rotomahanna Sees je 0,5 bis 2 m, insgesamt 30 m hohe Kieselsinterterrassen, weiß, wie aus Marmor gehauen, erhoben. Sie sind durch Erdbeben zerstört. Meist findet man solche Kieselabsätze an Vorkommnisse kiesel-säurereicher Vulkanite (Liparite, Trachyte, vgl. S. 121). Die Farben sind weiß, grau, gelblich, rötlich.

Kieselgur besteht aus den mikroskopisch kleinen Opalpanzern von Diatomeen (Fig. 369, S. 274), auch aus sonstigen Opalkörperchen. Ihre Farbe ist ein Hellgrau; gelegentlich ist Kieselgur durch beigemengte humose Stoffe dunkelgrau bis schwarz. Polierschiefer (Saug-schiefer¹⁾), Klebschiefer, Tripel) ist von derselben Art und zeigt eine deutliche, dünne Schieferung. Nach Ehrenberg kommen auf einen Kubikzoll des Polierschiefers von Bilin in Böhmen an 41 000 Millionen Diatomeenpanzer. Bekannte Vorkommnisse von Kieselgur außer dem erwähnten liegen in Tiefmoorbezirken der Lüneburger Heide im Hannoverschen, so bei Oberohe (bis 30 Fuß mächtig), im Habichtswalde bei Kassel, am Vogelsberge bei Gießen, im Untergrunde von Berlin. Zu vermerken ist, daß sich auch heute noch entsprechende Massen im Süßwasser bilden, und daß auf dem Boden der tiefen Ozeane Schlamm gefunden wird, der zum großen Teil aus den kieseligen Skeletten von Radiolarien besteht (Radiolarienschlick).

Kieselgur und Tripel werden wegen ihrer bedeutenden Härte als Putzmittel, wegen ihres außerordentlich großen Porenreichtums für die Zwecke des Wärmeschutzes, Kieselgur auch als Aufsaugemittel für Nitroglyzerin benutzt (Dynamit). Als Zusatz zu Siegellack verhindert sie ein schnelles Abtropfen. Wo Kieselgur auf größere Erstreckung den Untergrund bildet, stellt sie einen recht unsichern Baugrund dar.

1) So genannt, weil sie zufolge Feuchtigkeitseinsaugung an der Zunge kleben.

Die Kieselgesteine liefern im allgemeinen unfruchtbare, steinige oder sandige, trockene Böden. Sie sind um so magerer, je reiner das zerfallene Gestein ist. Wasser, welches nur reine Quarzitgesteine durchsickert hat, ist natürlich sehr weich. So haben Quarzitgewässer am Taunus kaum mehr als zwei Härtegrade.

Phosphorit.

Die Phosphorite besitzen in ihren reinen Abarten die Zusammensetzung von Apatit (S. 92) und bestehen dann also aus chlor- oder fluorhaltigem Kalziumphosphat. Häufig sind Beimengungen von Eisenoxyd, Kieselsäure, oft auch von Kalkkarbonat. Die Farben wechseln von Weiß zu Gelblich, Bräunlich, Grünlich.

Man findet Phosphorit in Lagern und Nestern, auch wohl gangförmig, ferner in größeren und kleinern Koncretionen und schließlich als feine Beimengung in Gesteinen, z. B. Mergeln, auch in Eisenerzen. Öfter stellt sich Phosphorit als Versteinigungsmaterial kleiner Lebewesen wie Foraminiferen dar; auch größere Organismenanteile haben Veranlassung zur Phosphatausscheidung und zur Bildung von Phosphoritkoncretionen gegeben, so Koproolithen genannte tierische Exkreme. Bekanntlich führen auch die Wirbeltierknochen Kalziumphosphat; sie sind gelegentlich in großen Massen vereinigt (S. Carolina). In andern Fällen ist ersichtlich, daß es sich bei Phosphoriten um Verdrängungen von Kalksteinen handelt. Schließlich ist zu erwähnen, daß die Phosphoritlager zum Teil klastischer Art sind, insofern die Knollen des Phosphorites durch die Verwitterung ihres Muttergesteins freigelegt und dann zusammengeschwemmt wurden.

Bekanntere Vorkommnisse sind die Phosphoritlager, -nester usw. im Nassauischen sowie bei Amberg in Bayern, in Belgien und im nördlichen Frankreich, im Dnjestergebiet, in Florida, Algier und Tunis. Es handelt sich in Tunis um oft großartige Lager, und zwar um Grenzschichten zwischen oberer Kreide und Eocän. Blaugraue Mergel werden dort in ihren hangenden Teilen allmählich phosphatisch, schließlich führen sie bis 60% Phosphat. Hierauf folgen Kalksteine mit Feuerstein und kompakte Nummulitenkalke. Bei Gafsa lagern die Phosphate zwischen schwärzlichen, salz- und gipsführenden Mergeln, und zwar treten sie in Knollen (bis 70% Trikalziumphosphat) und in Lagen auf.

Sombrierit ist ein durch die Laugewässer überlagernden Guanos phosphatisierter Kalkstein der Insel Sombbrero in Westindien.

Verwendung. Phosphorite liefern ein wertvolles mineralisches Düngemittel, wenn sie durch Schwefelsäure zu Superphosphat (einem Gemisch von $\text{CaH}_4(\text{PO}_4)_2$ und Gips) umgearbeitet werden. Es ist ein schnell wirkendes Düngemittel, da es in Wasser löslich ist.

Als Beimengungen in Eisenerzen sind Phosphorite bzw. Apatit, auch Vivianit (Eisenphosphat) von ungemein hoher Bedeutung. Sie haben den Thomasprozeß und basischen Siemens-Martinprozeß veranlaßt, die darauf abzielen, den Phosphor aus dem schmiedbaren Eisen fernzuhalten, da er das Eisen spröde macht. Er geht in die sog. Thomasschlacke über, die gemahlen ein höchst wertvolles, langsam wirkendes Düngemittel vorstellt.

Schwefel.

Eigenschaften S. 96. Man schreibt seine Entstehung in Gewässern Schwefelwasserstoffgas zu, das sich gelegentlich mit oxydierenden Stoffen, wie Luft oder schwefeliger Säure, zersetzt; auch ist sicher, daß Algen und

Bakterien schwefelabscheidend wirken und somit zur Schwefelbildung in größerem Maßstabe beigetragen haben können. In oft bedeutenden Massen kommt Schwefel in vulkanischen Gegenden als Absatz in Kratern vor. Zuweilen ist er in solchen Solfataren arsenhaltig, so am Papandajan auf Java. Weiterhin findet sich Schwefel in Nestern und Lagen in Gips, z. B. bei Weenzen (Hannover), ferner in Kalken und Mergeln, so in großen Mengen, bis 40 m mächtig, in der Provinz Girgenti (Sizilien), wo $\frac{9}{10}$ des in den Handel kommenden Schwefels zumeist in sehr primitiver Weise gewonnen wird (1898 etwa 500 000 t). Er ist arsenfrei. In neuerer Zeit wird sehr viel Schwefel in Louisiana gewonnen (vgl. S. 98).

Die technische Bedeutung des Schwefels ist stark zurückgegangen seitdem die Schwefelsäure mit Hilfe von Röstgasen der Sulfide hergestellt wird und die schwefelhaltigen Sprengpulver vielfach durch andre Mittel ersetzt sind.

Schwefel dient noch zum Bestäuben des Weinstocks, zum „Schwefeln“ der Fässer usw. und zur Darstellung chemischer Produkte wie Schwefelkohlenstoff, Ultramarin u. dgl.

Im holzarmen Sizilien verwendet man Schwefel als Feuerungsmaterial zum Ausschmelzen des Schwefelgesteins.

Karbonatische, oxydische und hydroxydische Eisenerze.

Von den technisch so sehr bedeutungsvollen Eisenerzen kommen hier nicht in Frage, die als Ausscheidungen aus Eruptivgesteinen aufgefaßt werden, oder solche, die klastische Sedimente sind, sondern Eisenerze, die wesentlich Ausscheidungen aus dem Wasser darstellen. Angegliedert sind der Übersichtlichkeit wegen die Vorkommnisse der kristallinen Schiefer. Ihre Entstehung ist noch nicht sicher erforscht.

Der Erzgehalt der zu besprechenden Sedimente ist zum Teil ein ursprünglicher, zum Teil liegen teilweise oder gänzliche Umwandlungen durch eisenhaltige Lösungen vor, so besonders von Kalksteinen.

Aus natürlichen Lösungen scheidet sich Eisen im allgemeinen als Eisenhydroxyd ab, als Karbonat dann wenn reduzierende Stoffe (z. B. verwesende Pflanzen oder Tiere) mitwirken. Das rote kolloidale Eisenhydroxyd geht nach O. Ruff bei gewöhnlichen Druck- und Temperaturverhältnissen zunächst sehr langsam in wasserfreies Oxyd über. Das nimmt Wasser auf und bildet schließlich Brauneisenstein ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), unter normalen Verhältnissen das einzige wirklich stabile Hydrat des Eisenoxyds.

Spateisenstein.

Der wesentliche Bestandteil ist Eisenspat (Eisenkarbonat), der vielfach manganhaltig ist, wobei das Mangan als Mangankarbonat isomorph, d. h. molekular, in fester Lösung, beigemischt ist. (Mineralische Eigenschaften S. 94.) Als Beimengungen erscheinen oft Ton (Toneisenstein), auch Kohle (Kohleisenstein, Schwarzstreif, Blackband, mit etwa 10–25% Kohle). Sphärosiderite sind knollige oder brotlaibförmige Konkretionen von Toneisenstein, die zuweilen durch Aneinanderreihung Lagen bilden. Manche Spateisensteine sind marmorartig, dabei von gelblicher oder grauer Farbe.

Sehr ausgedehnte Spateisensteinflöze (bzw. bei großer Mächtigkeit Lager genannt) kommen in der archaischen Formation, z. B. bei Hüttenberg in Kärnten in Kalkstein eingelagert, ferner im Palaeozoicum der Ostalpen vor, so der mächtige, altberühmte Erzberg bei Eisenerz in Steiermark, der an 2600 Fuß aufragt, und dessen Abhang fast ganz aus Eisenspat besteht, weiterhin als Toneisenstein im Karbon von Zwickau, Yorkshire (Cleveland) in England, im Rotliegenden von Saarbrücken, im Tertiär bei Bonn, als Kohleisenstein im

Karbon Westfalens, Englands und Schottlands. Auch als Gangbildung erscheint Spateisenstein in technisch wichtigen Massen, z. B. im Sieger Lande.

Spateisenstein, besonders gerösteter (wesentlich Eisenoxyduloxyd im lockern Zustande), ist ein leicht zu Eisen reduzierbares Erz. Die Gang-eisenspaten zeichnen sich durch Phosphorfreiheit aus, wohingegen ihr Gehalt an Eisenkies, Kupferkies usw. besondere Behandlung verlangt. Toneisensteine enthalten gleichfalls öfter diese Stoffe. Dazu kommt meist ein Gehalt an Phosphaten.

Magneteisenerz

Fe_3O_4 . Sonstige mineralische Eigenschaften S. 91. Dies sehr wichtige und im reinen Zustande reichste Eisenerz führt häufig beigemengt Eisenglanz, Titaneisenerz, auch Eisenkies, Kupferkies, Quarz, Hornblende, Augit, Chlorit, Granat, Feldspat und andre Silikate, gelegentlich Kalkspat, auch Apatit. Es ist von makroskopisch körniger oder dichter Struktur. Man findet es in zum Teil ganz außerordentlich großen Massen als Lager in kristallinen Schiefen (Gneiß, Glimmerschiefern, Chloritschiefern, Hornblendeschiefern), auch in körnigem Kalk. Besonders berühmt und von großer technischer Wichtigkeit sind die in rotem Gneiß (metamorphosierten Natronsyenit) lagernden schwedischen Vorkommnisse im hohen Norden bei Gellivaara, deren Material bereits vielfach nach Deutschland versandt wird. Zu erwähnen sind ferner die Lager von Arendal im südlichen Norwegen, von Dannemora bei Upsala in Schweden. In Deutschland finden sich nur kleinere Magneteisenmassen in kristallinen Schiefen, so bei Schmiedeberg in Schlesien.

Die uralischen Magnetit-Eisenglanzlagerstätten, die man vielfach für magmatische Bildungen hält, sind nach Morozewicz auf dem Wege der Verwitterung entstanden und hauptsächlich aus dem Augit von Augit-Plagioklasgesteinen abzuleiten.

Einige Magneteisenvorkommnisse in Sedimenten sind Kontaktprodukte und aus andern Eisenerzen oder eisenschüssigen Kalksteinen entstanden, z. B. die vom Spitzenberge bei Altenau im Harz, von Niederscheld in Hessen, von Berggießhübel in Sachsen, solche in Ungarn u. a.

Eisenglanz und Roteisenstein (Hämatit)

Fe_2O_3 . Sonstige mineralische Eigenschaften S. 91. Zuweilen verbunden mit Magnetitlagern, zuweilen aus ihnen entstanden. Auch selbständig kommen Eisenglanzvorkommnisse in kristallinen Schiefen vor, so bei Norberg in Schweden, bei Kriwoi-Rog im südlichen Rußland, bei El Pedroso in Spanien.

Eisenglimmerschiefer enthält wesentlich parallel gestellte, schwarze Eisenglanzblättchen und Quarz. Er findet sich in weiter Verbreitung bei Itabira, in Brasilien, auch in Nordland in Norwegen und in Kanada.

Roteisenstein erscheint zum Teil faserig und zugleich konzentrisch-schalig als Glaskopf (Glatzkopf) und ist dann ziemlich rein, während der mehr erdige (ockerige) durch Beimengungen von Ton verunreinigt ist und schließlich in Röteln übergeht. Nicht selten ist Roteisenstein oolithisch, d. h. aus Kügelchen zusammengesetzt.

Roteisenstein kommt in Lagern, Flözen, auch in stockförmigen Massen und in Gängen vor, besonders in ältern Formationen. Erwähnt seien die mächtigen Flöze von Cumberland und Lancashire in England sowie am Obern See in Nordamerika. Bei den Roteisensteinen des Harzes und in

Nassau ist ersichtlich eine Umwandlung devonischer Kalksteine die Entstehungsgeschichte, und zwar sind die Eisenlösungen wohl als Gefolge der Diabasausbrüche emporgekommen. Die Nachbarschaft der Erze mit Diabas und Diabastuff zeigt das an. Glaskopfgänge trifft man z. B. im Harz.

Die große Eisenglanz-Roteisenstein-Masse von Rio marina auf Elba ist vielleicht ein kontaktmetamorphes Vorkommen.

Eisenglanz und Roteisenstein werden als oft reiche Erze geschätzt. Sie sind vielfach phosphorrein oder doch phosphorarm, jedoch nicht selten Eisenkies führend, meist manganarm oder -frei.

Brauneisenstein (Limonit)

$2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Auch bei diesem weitverbreiteten und außerordentlich wichtigen Eisenerz (Eigenschaften S. 92) bemerkt man außer reinem Material oft Verunreinigungen durch Ton, auch Sand. Manche Brauneisensteine enthalten Spateisenstein, zum Zeichen, daß sie aus diesem Erz entstanden sind.

Die Ausbildung als Glaskopf (schwarzer Glaskopf), als oolithisches und erdiges (mulmiges, ockeriges) Brauneisenerz ist entsprechend der beim Roteisenstein.

Brauneisenerz kommt in Stöcken, Lagern, Flözen und auch gangförmig vor. Es ist besonders zu vermerken, daß es oft nicht nur Kalkstein, sondern auch andre Eisenerze, wie Spateisenstein und Kiese, verdrängt hat. (Vgl. eiserner Hut S. 203.) Brauneisenstein findet sich in vielen Formationen, besonders reichlich im Mesozoicum. Vor allem erwähnt sei das für die deutsche Eisenindustrie ungemein wichtige Minettegebiet¹⁾, das sich in Lothringen an der französischen Grenze hinzieht, in Frankreich hineingreift und in Luxemburg endigt. Es führt ein oolithisches, kalkiges, auch toniges oder kieseliges, grünlich graues, braunes, auch rötliches oder schwärzliches, phosphorhaltiges Brauneisenerz mit etwa 36—40% Eisengehalt, das in fast unerschöpflichen Mengen flözförmig

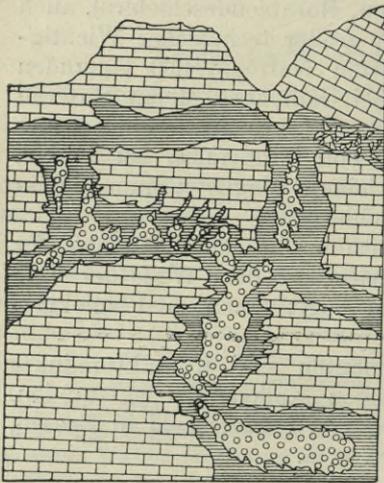


Fig. 371. Bohnerz (durch Kreiselnng bezeichnet) mit Lehm als Höhlenfüllung in Malmkalkstein. Silberloch bei Roeschentz (Schweiz). Nach Greßly und Beck.

im braunen Jura lagert. Teilweise ist das Eisen als Eisenkarbonat, auch als Aluminiumeisensilikat (Chamosit, Thuringit) vorhanden. Möglicherweise ist das Brauneisenerz der Minette großenteils sekundär aus dem Karbonat bzw. Silikat entstanden. In der Schweiz, in Thüringen usw. kennt man noch erhaltene Chamosit- und Thuringitlager.

Bohnerze heißen Brauneisenerze, in deren tonigem (Bolus) oder sandigen, eischüssigen Bindemittel zahllose bohnen- oder erbsenförmige, konzentrisch-schalige Konkretionen von Brauneisenstein liegen. Diese Erze bilden Flöze und Füllungen von „Taschen“ und Höhlen in Kalkgebenden Süddeutschlands, der Schweiz und im östlichen Frankreich. Es handelt sich wohl um Absätze aus Mineralquellen und um Rückstände der Verwitterung eischüssiger Kalksteine, auch um Einschwemmungsmassen (Fig. 371).

¹⁾ Minette, ein französischer Bergmannsname, kleines Erz (im Gegensatz zum Bohnerz).

Vielleicht ist mancher Laterit dem Bohnerz verwandt. Lose oder verkittete Brauneisenerzgerölle Bohnerz zu nennen, wie wohl gelegentlich geschieht, erscheint nicht angebracht.

Seeerz, Sumpferz, Wiesenerz, Raseneisenerz, Ortstein sind meist recht unreine Brauneisensteine von licht- bis dunkelbrauner Farbe, welche Sande, Ton, Phosphate (zum Teil als Vivianit [Eisenphosphat]), organische Beimengungen usw. enthalten. Sie bilden sich noch jetzt durch Abscheidung aus moorigen Gewässern, die Eisen aus Gesteinen ausgelaugt haben (vgl. S. 205, Fußnote 2), in sumpfigen Gegenden, z. B. in Hannover, Mecklenburg, der Mark oder auf dem Boden von Seen. So beobachtet man z. B. in Smaland in Schweden bis $\frac{1}{2}$ m mächtige, unregelmäßig fleckig oder streifig, wohl der Wasserzirkulation entsprechend abgelagerte Brauneisensteine auf dem sandigen, untief gelegenen Boden von Wasserbecken. Man gewinnt diese Erze durch Baggern. Sie haben sich nach 15—30 Jahren erneuert. Es ist ein ockeriger Schlamm voll von Pflanzenteilen, der allmählich härter und fester wird. Algen und Bakterien sollen die Ursache der Ausscheidung sein. Der sog. Ortstein ist meist hart und fest.

Ortstein wirkt in landwirtschaftlicher Hinsicht nicht selten schädlich, insofern die festen, dicht unter der Erdoberfläche befindlichen, zuweilen mehr als $\frac{1}{2}$ m starken Erzlagen das Eindringen der Wurzeln in den Untergrund verhindern und überdies eine wasserundurchlässige Lage bilden.

Der technische Wert eines Eisenerzes hängt hauptsächlich von folgenden Umständen ab. 1) Gehalt an Eisen. Die untere Grenze der Brauchbarkeit ist meist bei etwa 30 % Fe erreicht. Der Gehalt der reinen Erze ist: Magneteisenerz 72,4 % Fe; Eisenglanz 70,0 % Fe; Brauneisenerz 60 % Fe; Spateisenstein 48,3 % Fe. Beimengungen drücken die Eisenmenge im Rohmaterial herunter. Die schwedischen Magnetite führen oft 60—65 % Eisen, die Minette enthält etwa 36—40 % an diesem Metall. 2) Natur der Beimengungen. Schlackenbildend kommen Kalk und Ton, auch Quarz in Betracht. Schädlich ist ein Übermaß dieser Stoffe, besonders von Quarz. Phosphate bringen Phosphor als Eisenphosphide ins Roheisen. Bei der Umwandlung des letztern in schiedbares Eisen muß der Phosphor z. B. durch Thomas- oder basischen Siemens-Martinprozeß entfernt werden, da er den Stahl und das Schmiedeeisen infolge von Kornvergrößerung kaltbrüchig macht. Die hierbei abfallende Schlacke (Thomaschlacke) ist ein wertvolles, mineralisches Düngemittel. Die deutschen Brauneisenerze sind fast stets phosphorhaltig. Erst die Erfindung des Thomasprozesses hat der deutschen Eisenindustrie ihre jetzige hervorragende Stellung ermöglicht. Stets schädlich ist ein Schwefelgehalt der Erze. Wird der Schwefel nicht durch Rösten des Rohmaterials entfernt oder beim Hochofenprozeß an Kalzium der Schlacke gebunden bzw. in sog. Mischern aus dem flüssigen Roheisen entfernt, so geht er als sprödes, leichtschmelziges Eisensulfid beim Bessemer- und Thomasverfahren zum großen Teile ins schmiedbare Eisen über und macht es rotbrüchig, d. h. spröde bei höheren Temperaturen. Schwefelhaltiges Gußeisen ist dickflüssig, füllt also die Formen nicht gut aus. 3) Zusammenhalt der Erze. Feinpulverförmiges Erz hemmt die Gaszirkulation im Hochofen. Etwas gröberes wird wegen großer Oberfläche durch Kohlenoxydgas allzufrüh und reichlich zu Eisen reduziert, was bei der niedern Temperatur durch katalytische Wirkung des Eisens zu unliebsamen größern Abscheidungen von Kohlenstoff aus Kohlenoxyd führen kann. (Besserung durch Brikettierung.) 4) Sehr wesentlich ist der Ort des Vorkommens (Frachtverhältnisse) sowie die Art des geologischen Auftretens (Gewinnungskosten). 1902 wurden auf der Erde 95 Millionen t Eisenerze gefördert. 1906 verbrauchte Deutschland 30,4 Mill. t, 1896 erst 14 Mill. t.

Manganerze.

Es sei erwähnt, daß Mangan, welches im übrigen manchen Eisenerzen, so dem Eisenspat als Manganspat, molekular, in andern Fällen als Oxyd oder Hydroxyd dem Brauneisenstein mechanisch beigemischt ist, ähnliche Erze wie das Eisen bildet. Manganspat ($MnCO_3$) und Manganit ($Mn_2O_3 \cdot H_2O$) sind verhältnismäßig seltene Gangbildungen. Häufiger sind sog. Braunsteine (Pyrolusit, MnO_2 , das Endglied der Manganerzverwitterung). Sie kommen gern lagerhaft

mit Brauneisenstein zusammen vor, ferner in reinerer Form als Gangbildung (z. B. bei Ottlar, Waldeck).

Technisch sehr wichtige, oft oolithische Manganerze kennt man als Lager im Tertiär bei Tschiatura im Kaukasus. Verdrängungen von devonischem Kalkstein bzw. Dolomit durch Manganoxyde erscheinen in einem SW-NO-Kalkzuge, der bei Bingerbrück den Rhein durchschneidet.

Mangan-Konkretionen findet man auf dem Boden der Ozeane (sog. Pelagite).

Manganerze haben eine hohe technische Bedeutung, außer im chemischen Betriebe (Farben, Glas, Pyrolusit-Trockenelemente) besonders im Eisenhüttenwesen, so bei der Darstellung von weißem Roheisen, dessen Entstehung ein Mangan Gehalt begünstigt, sowie zwecks Herstellung von Ferromangan, das für Flußeisen als Kohlungs- und Desoxydationsmittel dient. Deutschland ist im wesentlichen auf Einfuhr von Manganerzen angewiesen (Verbrauch 250000 t, Selbsterzeugnis 51000 t).

Sulfidische Erze.

Vielorts sind in den alten und auch jüngern kristallinen Schiefen sulfidische Einlagerungen bekannt. Natürlich haben sie große berg- und hüttenmännische Bedeutung, um so mehr als es sich nicht nur um Eisenverbindungen, sondern auch um edlere Metallsulfide, so von Kupfer, Zink, Blei u. a. handelt. Die Minerale der Erzmassen sind Eisenkies (FeS_2), Magnetkies ($[\text{Fe}, \text{Ni}]_3\text{S}_4$), Kupferkies ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$), auch Zinkblende (ZnS), Bleiglanz (PbS), selten rein, meist stark gemischt; zum Teil stellen sich auch Übergänge zu Magnetitlagern ein. Sehr oft sind die Erze mit Quarz und Silikaten, wie Hornblende, Augit, Granat, Chlorit, Feldspat usw., auch mit Karbonaten (Kalkstein, Dolomit) verbunden.

Als Beispiele seien erwähnt die norwegischen Kieslager (so im Sulitelma-gebiet), Vorkommnisse bei Pittkäranta in Finnland, von Ducktown in Tennessee, das Magnetkieslager von Bodenmais in Bayern, ein Zinkblendelager von Ammeberg in Schweden.

Kieslager kehren nun auch in Schichtenfolgen deutlich sedimentären Charakters, besonders im Paläozoikum, wieder. Die Erze in ihnen zeigen nicht die enge Vergesellschaftung mit Quarz und Silikaten sowie mit Magnetit. Seien hier genannt die berühmte Kieslagerstätte im Rammelsberg bei Goslar (Eisenkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende), das Vorkommen von Meggen in Westfalen (Eisenkies mit Schwerspat), die altbekannten Lager in der Provinz Huelva in Spanien.

Über die Entstehung der erwähnten sulfidischen Lagerstätten sind die Meinungen geteilt. Manche deuten sie als ursprüngliche Bildungen, d. h. als wesentlich gleichalterig mit dem einschließenden Gestein (syngenetische Entstehung), andre sind von einer nachträglichen Einwanderung der Erze überzeugt (epigenetische Entstehung).

Die sulfidischen Kieslager der kristallinen Schiefer wird man wie letztere selbst für metamorphe Bildungen halten müssen.

Außer als förmliche Lager mehr oder minder rein für sich Erzvorkommen bildend, kommen sulfidische Mineralien, vor allem Eisenkies aber auch Bleiglanz, Kupferglanz, Silberglanz u. a., als gröbere, feinere und feinste Einsprengungen vor sowohl in kristallinen Schiefen (dann Fahlland genannt) als auch in typisch sedimentären Schichten, wie es z. B. beim Kupferschiefermergel (S. 273) schon erwähnt ist.

Äolische Ausscheidungssedimente. (In der Luft abgesetzte Ausscheidungssedimente.)

Schnee und Eis.

Es sind vergängliche Massen, aus welchem Grunde manche nicht geneigt sein mögen, Schnee und Eis als Gesteine anzuerkennen, da man unwillkürlich mit dem Begriff der Felsarten den Charakter des Dauerhaften verbindet. Im geologischen Sinne sind aber alle Gesteine vergängliche Gebilde. Wirklich Beständiges existiert auf der Erde nicht. Die kurze Spanne der menschlichen Lebens- und Beobachtungszeit bringt es mit sich, daß fälschlich die Gesteine gelegentlich für etwas Ewiges gehalten werden, während sie doch, wie verschiedentlich geschildert ist, in ununterbrochener Zerstörung und im ständigen Wiederaufbau in andrer Form begriffen sind. Andererseits hat manches Eis sich recht lange

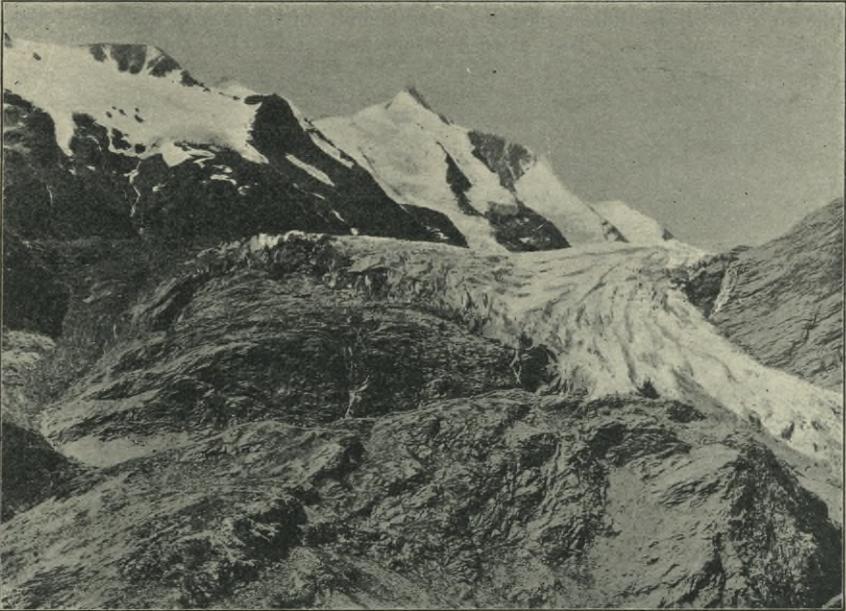


Fig 372. Ende des Pasterzengletschers am Groß-Glockner (Ostalpen).

gehalten, z. B. im nördlichen Sibirien, wo es förmlich als Glied des Bodens, als Schicht, bedeckt von andern Schichten, vorkommt (Bodeneis). Auch bleibt das Eis in nördlichen Ländern und in hohen Gebirgen lange erhalten. Dort herrscht jetzt „Eiszeit“, so in Grönland, das von einem gewaltigen, an 800000 qkm haltenden, wohl bis an 2000 m starken Eisschilde bedeckt ist, aus dem nur in den Küstengegenden Bergspitzen nach Art der geologischen Klippen herausragen. Auch auf den Fjelds Norwegens und auf den Höhen der Alpen lagert „ewiges“ Eis. Zur Diluvialzeit war das nördliche Deutschland von einer stellen- und zeitweise über 1000 m mächtigen Eislage bedeckt, und von den Alpen erstreckten sich Gletschermassen weit in das deutsche Land. Auch Großbritannien und Nordamerika waren zur Diluvialperiode zeitweise vergletschert¹⁾. Im übrigen gab es eine Eiszeit schon am Ende des paläozoischen Zeitalters, besonders für die südliche Halbkugel.

Die mineralischen Eigenschaften von Eis sind S. 92 erörtert. Seine Rolle im Haushalte der Natur als Gesteinszerstörer und Gesteinsverfrachter ist bereits S. 209 und 218 geschildert.

¹⁾ Als Ursache für das Hereinbrechen der Eiszeit wird eine Zunahme der Niederschlagsmenge und eine Erniedrigung der mittlern Jahrestemperatur angenommen. Wodurch diese Umstände bedingt sind, ist nicht sicher erschlossen.

Ein paar Bemerkungen seien hier zunächst gemacht über die Entstehung von Eis als Erstarrungsprodukt von Wasser und wässrigen Lösungen.

Reines Wasser wird unter gewöhnlichem Druck bei 0° fest, wässrige Lösungen, z. B. Meerwasser, sondern erfahrungsgemäß erst unter 0° Eis ab. Ziehen wir als Beispiel eine Lösung von Chlornatrium heran, welches Salz ja bekanntermaßen im Meerwasser eine große Rolle spielt, so läßt sich die Verfestigung einer solchen Lösung unter dieselben Gesichtspunkte bringen wie die Erstarrung von Schmelzen. In der Tat liegt ja auch nichts anderes vor, als eine Schmelze von Wasser und Chlornatrium, die sich gegenseitig in Lösung halten und ihre Erstarrungstemperaturen wechselseitig herunderdrücken (vgl. S. 122). Auch hier wird bei Temperaturabnahme gewissermaßen eine Normallösung angestrebt, und zwar die mit 76,5 Gewichtsprozenten H_2O und 23,5 NaCl. Der Überschuß über dies Normalgemisch wird als fester Körper allmählich ausgeschieden. Ist also in der ursprünglichen Lösung im Verhältnis zum „eutektischen“ Gemisch von 76,5% H_2O und 23,5% NaCl zu viel H_2O da, so wird Eis abgesondert, ist zu viel NaCl vorhanden Kochsalz, bis schließlich die Normallösung erreicht ist, immer vorausgesetzt, daß die Temperatur sich genügend erniedrigt. Die erste Ausscheidung (also H_2O oder NaCl) tritt bei

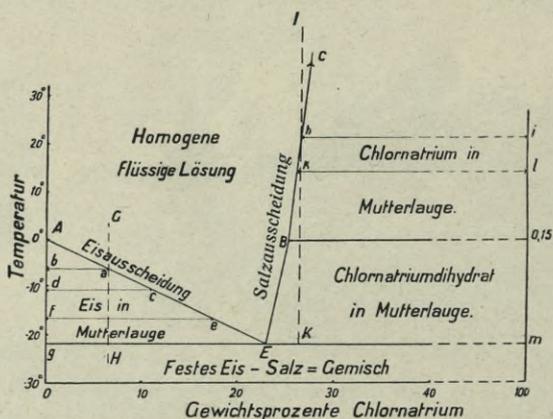


Fig. 373. Kristallisationsschema einer Chlornatrium-Wasserlösung.

bestimmter, von der Zusammensetzung der Lösung abhängiger Temperatur ein, die Aussonderung setzt sich beim weitem Abkühlen fort, indem sich eben jeweils das für die herrschende Temperatur gültige Konzentrationsgleichgewicht einstellt. Schließlich, und zwar bei -22° C erreicht der Lösungsrest die eutektische Zusammensetzung, und diese Lösung erstarrt dann unter steter Innehaltung der eutektischen Temperatur (-22°) und der eutektischen Zusammensetzung (76,5% H_2O und 23,5% NaCl)¹⁾ gänzlich.

Die Verhältnisse werden in einfachster Art durch Fig. 373 erläutert. *A* bedeutet den Erstarrungspunkt von reinem Wasser. Er²⁾ wird durch NaCl-Gehalt der Lösung heruntergedrückt, daher zieht sich von *A* die Linie *AE* nach rechts abwärts. Entsprechend kommt von dem sehr hoch gelegenen Schmelzpunkte von reinem NaCl die Erstarrungslinie *CBE* der mehr und mehr H_2O enthaltenden Lösung schräg nach links herab, um sich mit der H_2O -Ausscheidungslinie in *E* zu treffen. Bedeutet *AE* Aussonderung von H_2O als Eis, *CBE* Ausscheidung von NaCl, so bedeutet der eutektische Punkt *E* Kristallisation sowohl von Eis als auch Chlornatrium, da er ja als Treffpunkt beiden Linien angehört. Das Feld über *AEBC* stellt die homogene flüssige Lösung dar, unter *gEm* ist alles fest, in den Feldern *AEg* bzw. *CEm* sind die Gemische aus Eis und Mutterlauge bzw. Salz und Mutterlauge im Schema versinnbildlicht. Jeder Punkt im Bereiche über *AEC*, etwa *G*, bedeutet eine homogene Lösung von bestimmtem Gehalt und von bestimmter Temperatur, *G* z. B. eine solche von etwa 7% NaCl bei ca. 3° . Sinkt der Wärmegrad, so wird das durch ein Wandern des darstellenden Punktes nach unten versinnbildlicht, und beobachtet man nun, in welche Bezirke der Punkt nacheinander einläuft, so ergibt sich

1) Der Vollständigkeit halber mag erwähnt werden, daß von $0,15^{\circ}$ ab nicht NaCl, sondern $NaCl \cdot 2H_2O$ auskristallisiert.

2) Genauer gesagt der Beginn der Erstarrung.

unmittelbar die Art der Erstarrung. G würde beim Absinken auf GH die Ausscheidungsline AE bei a treffen; hier beginnt die Eisaussonderung. Bei der Temperatur der Linie dc steht Eis mit einer Lösung c in Harmonie, bei der Temperatur der Linie fe mit einer Lösung e , bei einer Temperatur gEm (-22°) mit einer Lösung E (76,5% H_2O , 23,5% $NaCl$).

Anderseits würde eine Lösung, deren Zusammensetzung und Temperatur Punkt I angibt beim Erkalten (Wandern des Punktes I auf IK) in h zur Salzaussonderung kommen, bis ganz entsprechend wie oben bei -22° der Lösungsrest die Zusammensetzung E hat. Bei dieser Temperatur wird nun die noch übrige Flüssigkeit zu einem Salz-Eis-Eutektit fest¹⁾.

In der Natur ist meist Wasser über $NaCl$ in so großem Überschuf vorhanden, daß beim Erniedrigen der Temperatur zuerst Eis ausfällt. In Wüstenseen, in denen es durch Verdunsten von Wasser zu starken Salzanreicherungen kommen kann, mag aber sehr wohl gelegentlich Salz ausfrieren.

Im übrigen werden die Vorgänge durch Gegenwart anderer Salze in der Lösung verwickelt (vgl. Entstehung der Kali-Magnesiumsalze). Der Grundgedanke bleibt aber derselbe.

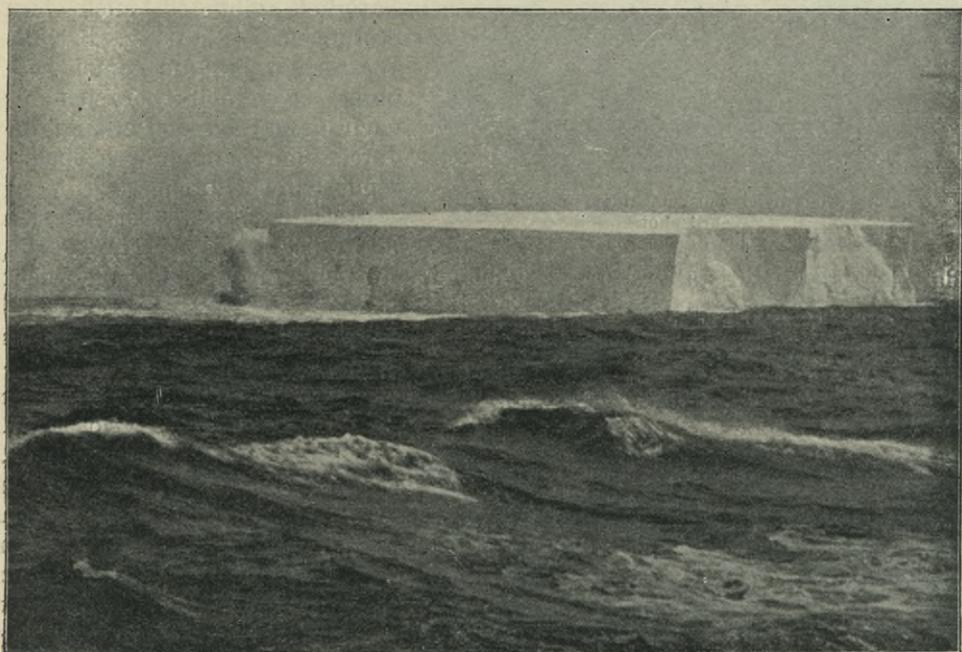


Fig. 374. Tafelförmiger Eisberg im antarktischen Meere. Nach Chun, aus den Tiefen des Weltmeeres.

Auf den Gewässern entsteht das Eis in plattenförmigen Kristallen, die sich natürlich auf ruhigem Wasser, infolge ihres geringen spezifischen Gewichtes (0,9175) schwimmend, in stabiles Gleichgewicht platt auf die Wasserfläche legen, zusammenwachsen und deshalb, wie O. Mügge betonte, mit der Tafelfläche parallel liegen. Jede Platte setzt in paralleler Orientierung zu sich selbst nach unten Eis an. Auf die Weise entsteht, wie H. Crammer auseinandersetzt, aus dem erst dünnen Eisplattenmosaik eine dickere Schicht,

¹⁾ Die Erniedrigung der Erstarrungstemperatur von Wasser durch Salzzusatz wird bekanntermaßen zum Auftauen von Eis (z. B. auf Gleisen) benutzt, indem man letzteres mit etwas Salz bestreut. Da die Erniedrigung bei Anwendung von $NaCl$ höchstens bis -22° geht, so kann natürlich unter dieser eutektischen Temperatur (etwa in einem sibirischen Winter) durch Kochsalz keine Verflüssigungswirkung mehr erzielt werden.

die aus senkrechten Säulchen zusammengefügt ist. Eine Störung des parallelen Fortwachsens und damit eine Schichtung kann z. B. dadurch zustande kommen, daß sich aufsteigende Gasblasen unter der Eisdecke sammeln.

Die Eisstalaktiten (Eiszapfen) haben eine im Querschnitt radialstrahlige Struktur. Sie erklärt sich durch die Entstehung der Gebilde. Der erste Wassertropfen scheidet Eiskriställchen rundum am Rande seiner kreis-



Fig. 375. Gletschereis mit Schichtung. Mont Blanc.
Wehrli phot.

da sich die Eiskristalle auf der vielfach parallel lagerten.

Sei weiterhin des landschaftlich so überaus malerischen Vorkommens von Eis als Gletschereis gedacht. Es nimmt seinen Ursprung in hochgelegenen Bergmulden¹⁾ durch Auskristallisieren des Wasserdampfes aus der



Fig. 376. Spalten im Eigergletscher.
Behme phot.

förmigen Berührungsfläche, mit der er anhängt, aus; es entsteht also ein Eisring, durch Weiterwachsen nach unten ein Röhrchen, dessen Wandung sich durch paralleles Ansetzen von Kristallen radialstrahlig verdickt. Natürlich gibt es auch hier Störungen. Läuft z. B. das Wasser einseitig am Zapfen herunter, so verstärkt er sich nur nach dieser Seite und erlangt dadurch eine häufig zu beobachtende Schwertform.

Das Rieseis ist in sich meist nicht regelmäßig aufgebaut, unregelmäßigen Unterlage nicht

Luft, in welcher er gelöst war, und Zubodensetzen als Schnee. Man hat in letzterm mithin ein Ausscheidungssediment vor sich. Durch Abschmelzen runden sich die Kristalle zu lufthaltigen Körnern, die sich dann unter ihrem eignen Druck, unter Vergrößerung des Gefüges durch teilweises Auftauen und Gefrieren in Eis (Firneis) umwandeln, ein Vorgang, der an die Marmorisierung von dichten Kalksteinen durch Kontakt- bzw. Regionalmetamorphose erinnert. Es ist ein Beispiel der kollektiven Kristallisation (Sammelkristallisation).

Das Eis gleitet, wie bekannt, langsam als Gletscher zu Tal. Hierbei kommt, wie O. Mügge nachwies, die Translation genannte leichte Verschiebbarkeit seiner Teilchen nach einer gewissen kristallographischen Ebene (der Basis)

¹⁾ In der alpinen Schneeregion fallen jährlich an 10—20 m Schnee, die 1,3—2,6 m Firneis geben.

sehr wesentlich in Betracht. Ferner ist dabei der Umstand der sog. Regelation von Bedeutung. Durch Druck erniedrigt sich der Schmelzpunkt des Eises¹⁾, und daher kann das Gletschereis durch gegenseitige Pressung der einzelnen Massen zum Teil wieder flüssig werden, so daß eine größere Beweglichkeit des Eisstromes zustande kommt. Er fließt ähnlich einem Flusse über Hindernisse und schroffe Abfälle auf seinem Wege hinweg, hierbei oft infolge von Zugspannungen unter Spaltenbildung zerreißend, ja in wilde Trümmernmassen sich zersplitternd. Beim Übertritt auf gleichmäßigeren bzw. flacher geneigten Untergrund finden sich die zerstückelten Eismassen wieder zu einem glatten Strome zusammen. In tiefen Bergregionen endigt der Gletscher, da das Abschmelzen hier dem Vorrücken die Wage hält.

Die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung ist durchschnittlich ungefähr die der Spitze des kleinen Zeigers einer Taschenuhr (an 70 m im Jahr).

In polaren Gegenden laufen Gletscher bzw. Inlandeis ins Meer aus und brechen hier zufolge des Auftriebes im Wasser in oft mächtigen Blöcken ab. Als Eisberge werden letztere mit den Meeresströmungen weit nach niedern Breiten geführt, wo sie eine große Gefahr für die Schifffahrt darstellen.

Das Gletschereis hat körnige Struktur, d. h. rundlich eckige Individuen lagern regellos durcheinander. Ihre Grenzen bilden sehr feine Haarspalten.

Im Firnfeld gewahrt man gelegentlich eine Lagenstruktur parallel der Schneeoberfläche. Sie entspricht dem periodenweisen Absatz und drückt sich auch noch im Firneis durch eine Bänderung aus, die durch Abwechseln von blasigem und klarem Eis deutlich wird. Weiter talabwärts ist die Gletschermasse in Schollen zerrissen; diese sind in ihrer Stellung der Flußrichtung zum Teil gut angepaßt, und stehen dann in der Gletschermitte mit ihrer Schichtung etwa senkrecht zur Oberfläche und zugleich in der Flußrichtung. An den Gletscherseiten liegen sie schräge, am Gletscherende zuweilen muldenförmig oder wirr durcheinander.

5. Kohlengesteine.

Entstehung. Die natürlichen Kohlen, neben Eisenerzen das Lebens-element der heutigen Technik, sind pflanzlichen Ursprungs. Die Entstehung des Torfes ist unmittelbar zu beobachten. Bei der Braunkohle kann man öfters noch deutlich Holzstruktur erkennen. Präparierte Schiffe aus Steinkohle²⁾ zeigen gleichfalls oft recht gut das pflanzliche Zellengewebe im mikroskopischen Bilde, und außerdem werden die Steinkohlenflöze von oft prachtvoll erhaltenen pflanzlichen Versteinerungen begleitet, aus denen man die Pflanzenarten erkennen kann, welche auch die kompakten Massen der Kohle lieferten. Der Graphit wird gelegentlich als Endglied des Verkohlungsprozesses angeführt, insbesondere wenn er, wie in der Gegend von Passau in Bayern, in kristallinen Schiefen, z. B. als Lagen und Nester in Gneiß, auftritt. Indes ist diese Stellung unsicher, und vor allem von Weinschenk wurde betont, daß Graphit mancherort als Fumarolenbildung anzusehen ist, so die gangförmigen Vorkommnisse des Minerals auf Ceylon. Dort hat es sich allem Anschein

1) 135 At. Druck erniedrigen den Schmelzpunkt des Eises auf -1° , 1000 At. (die beim Vorwärtsdrängen des Eisstromes wohl vorkommen können) auf ca. -9° .

2) Die Kohle wird durch lange Behandlung mit einem Gemisch von Kaliumchloratlösung und Salpetersäure und nachheriges Auswaschen mit Alkohol mehr oder minder gut aufgeklärt.

nach aus kohlenstoffhaltigen Gasen, etwa Kohlenoxyd oder Metallkarbonylen, bei Eruptionen in Spalten abgeschieden. Auch der Alibertgraphit bei Irkutsk tritt gangförmig in einem Eruptivgestein (Eläolithsyenit) auf. Andererseits ist mit Weinschenk anzunehmen, daß manche flözförmigen Graphitvorkommnisse, vornehmlich die österreichischen (Böhmen, Mähren, Niederösterreich, Steiermark), durch Kontaktmetamorphose aus Steinkohlen entstanden sind.

Sehen wir mithin vom Graphit ab, so ist sicher, daß die Kohlegesteine stets umgewandeltes Pflanzenmaterial darstellen. Da nun zu verschiedenen Zeiten voneinander abweichende Floren die Erde schmückten, so bauen sehr verschiedene Pflanzenarten die im Alter außerordentlich wechselnden natürlichen festen Brennstoffe auf. Ob in den ältesten Zeiten Meeresalgen das Material lieferten, ist nicht sicher. Die Hauptmasse unserer Kohlen ist jedenfalls auf Landpflanzen, auf eine Sumpflvegetation, zurückzuführen, und zwar ist, wie besonders Potonié betont hat, wahrscheinlich, daß die jetzt in den Kohlenflözen vorliegenden Pflanzenmassen in den meisten Fällen auf dem Untergrunde gewachsen sind, über dem sie jetzt als Kohlen lagern. Man findet z. B. in Braunkohlenflözen zahlreiche Baumstämme noch in senkrechter Stellung, fernerhin die flachausgebreiteten Wurzeln von Steinkohlenpflanzen in ihrer natürlichen Lage, und so wird man wohl zumeist die „autochthone“ Bildung annehmen können. Vereinzelt Gerölle in Kohlen sprechen nicht dagegen, da ja sehr wohl ein Mal gelegentlich eine nebensächliche Verflößung von Bäumen mit am Wurzelwerk anhängenden Steinen stattfinden konnte. Es ist aber selbstverständlich auch nicht ausgeschlossen, daß zuweilen große Anhäufungen von Treibholz, wie sie sich z. B. noch jetzt in mächtigen Flüssen, so im Mississippi, sammeln, gleichfalls Kohlenlager gebildet haben. Die nordamerikanischen Zypressensümpfe (swamps) geben uns wohl ein anschauliches Bild kohlenliefernder Vegetation.

Asphaltähnliche Kohlen von Autun sind, wie mikroskopisch nachzuweisen war, aus massenhaften Algenansammlungen entstanden.

Der Verkohlungsprozeß geht von der Holzsubstanz aus. An der Luft verschwindet das Pflanzenmaterial zufolge der zerstörenden Wirkung von Pilzen bis auf die Aschenbestandteile unter Bildung von Gasen. Die Pilz-Fermente machen die Zellulose löslich; sie wird langsam zu Kohlensäure und Wasser verbrannt. Bei Abwesenheit von Sauerstoff vermögen Bazillen die Holzfaser anderweitig umzuwandeln. So zerlegt z. B. *Bazillus amylobacter* die Zellulose in Wasserstoff, Kohlensäure und Buttersäure; im Mist zerfällt sie, ebenfalls unter dem Einfluß von Bakterien, unter Kohlensäure- und Methanbildung. Man hat vermutet, daß auch bei der Entstehung von Torf und Kohle Bakterien tätig sind. Der Verkohlungsvorgang besteht im wesentlichen in einer relativen Anreicherung des Gehaltes an Kohlenstoff durch Abnahme der an der Zusammensetzung der Holzfaser hauptsächlich noch beteiligten Elemente Wasserstoff und Sauerstoff. Es entweichen zwar auch kohlenstoffhaltige Gase, immerhin ist die Fortführung von Wasserstoff und besonders von Sauerstoff viel bedeutender als die von Kohlenstoff, so daß der Gehalt an letzterem, je weiter die Verkohlung vorangeschritten ist, im allgemeinen also je länger der Prozeß bereits gedauert hat, um so mehr angereichert erscheint. Die Reihe nach wachsendem Kohlenstoffgehalt ist bei den Kohlen mithin im allgemeinen auch eine nach wachsendem Alter. Holz ist das Pflanzenmaterial der Gegenwart, Braunkohle das des Tertiärs, Steinkohle findet sich bereits in ältern Kreideschichten und dann in den vorhergehenden Formationen. Der Vollständigkeit halber sei auch hier der Graphit

der archaischen Ablagerungen mit Reserve angeführt. Die entsprechenden chemischen Zusammensetzungen zeigt folgende Tabelle. Natürlich gibt es Abstufungen¹⁾.

	Holz	Torf	Braunkohle	Steinkohle	Anthrazit
C	50 %	60 %	70 %	82 %	94 %
H	6 „	6 „	5 „	5 „	3 „
O	43 „	32 „	24 „	12 „	3 „
N	1 „	2 „	1 „	1 „	Spur

Nach Renault kann man für Steinkohlen die Bruttoformel C_9H_6O annehmen. Danach könnte die Umänderung der Zellulose in Steinkohle wie folgt ausgedrückt werden: $4C_6H_{10}O_5 = C_9H_6O + 7CH_4 + 8CO_2 + 3H_2O$.

Die beim Verkohlungsprozeß entweichenden Gase sind hauptsächlich Wasserdampf, Kohlensäure (wohl auch Kohlenoxyd), Methan und andre Kohlenwasserstoffe. Daß die Umsetzungen in der Steinkohle noch vor sich gehen, läßt sich an den Ausströmungen solcher Gase erkennen, von denen die Kohlenwasserstoffe als „schlagende Wetter“ durch ihre Entzündung zu den gefürchteten, das Leben der Bergleute so schwer bedrohenden Explosionen Veranlassung geben²⁾.

In den Gasen der Braunkohlen überwiegt meist Kohlensäure, zuweilen Methan, in denen der Steinkohle ist nur selten Kohlensäure vorherrschend, sonst Methan, das nicht selten fast allein vorhanden ist³⁾.

Gelegentlich ist der Verkohlungsprozeß schon weiter vorangeschritten, als man nach dem Alter der Ablagerungen erwarten sollte. Ursachen für diese Verhältnisse sind einmal Kontaktmetamorphose, anderseits Dynamometamorphose. So findet man am Meißner im Tertiär eine steinkohlenartige sog. Pechkohle. Der erwähnte sich in Hessen erhebende Berg trägt eine bis 157 m dicke Basaltplatte, den noch etwa 5 km langen und 1 km breiten Rest eines riesigen Ergusses, der sich auf tertiären Schichten ausbreitete (Fig. 14, S. 11). Unter dem Basalt hat der Bergbau eine $\frac{1}{2}$ –3 m dicke, tonige, stark von dem einst glutflüssigen Basalt veränderte Lage, den Schwühl der Bergleute, vorgefunden, darunter ein bis 30 m mächtiges Braunkohlenflöz, das von oben ab gerechnet bis auf etwa 2,5–6 m Tiefe veredelt ist. Während

1) Sehr wahrscheinlich ist die stoffliche Natur der Pflanzen alter und junger geologischer Zeiten etwas verschieden gewesen. So fällt bei vielen tertiären und jüngeren Holzgewächsen ein reichlicher Gehalt an Harz und wachsartigen Substanzen auf, welcher der alten Vegetation anscheinend gefehlt hat.

2) Die Gase sind in der Kohle entweder ziemlich gleichmäßig verteilt oder in Spalten und sonstigen Hohlräumen angehäuft, bei deren Öffnung sie als „Bläser“ ausströmen. Ein solcher Bläser diente auf der Zeche Hansa bei Dortmund in Westfalen $\frac{1}{2}$ Jahr lang für Beleuchtungszwecke in der Grube, später wurde er zur Dampfkesselheizung verwandt, wobei er täglich 2 t Steinkohlen ersetzte. In Oberschlesien fehlen schlagende Wetter. Man führt das auf eine frühzeitige Entgasung der Kohle zurück, die wegen geringer Bedeckung in der Zeit des Oberkarbons und der Dyas und zufolge von Erosioneinschnitten während dieser langen Festlandszeiten abdunsten konnte.

3) Man hat erkannt, daß einen wesentlichen Anteil an der Ausbreitung dieser gefährlichen Entzündungen der in der Luft schwebende Kohlenstaub nimmt und hat durch Feuchthalten der Gruben ohne Zweifel die Gefahren stark gemildert. Bei tiefen (warmen) Gruben bewirkt eine solche Durchfeuchtung allerdings eine für die Arbeiter äußerst lästige Schwüle. Stets muß für Vermeidung der Grubengasentzündung noch weiter Sorge getragen werden, vor allem durch alleinige Benutzung von Sicherheitslampen, deren Licht sich innerhalb eines Drahtnetzes oder einer Glasglocke (bei elektrischem Licht) befindet.

die gewöhnliche Meißnerkohle das Ergebnis von unter 50 % Koks liefert, erzielt man mit der dem Schwühl zunächst liegenden Stangenkohle (d. i. stängelig abgesonderten Kohle) an 63—73 % davon.

Anderseits hat sich der Gebirgsdruck als von Einfluß auf die Beschaffenheit der Kohle erwiesen, insofern als in sehr stark gepreßten (gefalteten) Schichten, z. B. im Osten Pennsylvaniens, die Verkohlung weiter, nämlich bis zum Anthrazit, vorgeschritten ist, als in den westlichen, weniger gestörten Gebieten, wo bituminöse Steinkohle gefunden wird. Vielleicht hat der Gebirgsdruck direkt oder durch die ihn begleitende Wärmewirkung beschleunigend auf den Umwandlungsprozeß eingewirkt, vielleicht auch hat die mit Faltungen oft verbundene Zersplitterung der Gesteinsmassen und die somit ermöglichte reichlichere Zufuhr oxydierender Mittel den Verkohlungsvorgang abgekürzt. Stark zurückgeblieben im normalen Verkohlungsprozeß sind braunkohlenartige Ablagerungen der Karbonformation in Zentral-Rußland¹⁾.

Die Kohlen stellen chemisch sehr verwickelt aufgebaute Körper oder vielmehr eine große Anzahl solcher dar, die in wechselnden Mengen hauptsächlich Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, auch Stickstoff und Schwefel aufweisen. Ferner enthalten die Kohlen hygroskopisches Wasser und einen mehr oder minder reichlichen „Aschengehalt“ als unerwünschte Beigabe. Letzterer ist auf mineralische Stoffe im Holz, ferner auf Bodenbestandteile zurückzuführen, die dem Erdreich zugehören, auf welchem die Kohlenpflanzen wuchsen. Auch schwemmte wohl das Wasser mancherlei feste Stoffe zwischen die Ablagerungen, und zum Teil mögen wandernde Gewässer nachträglich im Kohlenflötz Absätze geliefert haben. Beim Verkohlungsprozeß werden die Aschenbestandteile verhältnismäßig angereichert, da sie sich ja nicht vermindern, wohl aber die Menge der Holzsubstanzbestandteile dabei verkleinert wird. Der mittlere Aschengehalt des Holzes beträgt 1—3 %, im Torf findet man 5, 10 % und mehr, in der Braunkohle etwa 5—15 %, in bessern Steinkohlen 4—7 %, bei schlechtern größere Mengen. Ein ungebetener Gast in den Kohlen ist ferner der Eisenkies (FeS_2), ein schön metallisch gelb glänzendes Mineral, das beim Verbrennen der Kohle wie der in ihr vorhandene „organische Schwefel“ schweflige Säure liefert, und zu „Rauchschäden“ in der gegen schweflige Säure äußerst empfindlichen Pflanzenwelt Veranlassung gibt (vgl. auch S. 105). Die Entstehung des Eisenkies beruht auf der Reduktion von Eisensulfat zu Eisenbisulfid durch die organische Substanz der Kohlen, entsprechend der häufigen Bildung dieses Minerals als Versteinerungsmaterial z. B. von Ammoniten.

Die Verwendung der Kohlengesteine als Brennstoff ist allbekannt. Natürlich sind die verschiedenen Sorten für die wechselnden Feuerungszwecke nicht gleich gut verwertbar. Wird z. B. eine Flammfeuerung verlangt, so eignen sich die Kohlen, welche beim Erhitzen einen Strom brennbarer Gase entwickeln (Flammkohlen). Nicht flammbar sind die, denen diese Gasentwicklung abgeht. Sehr bedeutende technische Verwertung finden Kohlen als Material für die Darstellung von Koks (z. B. für den Eisenhochofenbetrieb), von Öl, Paraffin, von Leucht- und Heizgasen (Generatorgas, Wassergas), von Teer (Farbenindustrie), Benzol, Ammoniak usw.

¹⁾ Sei im übrigen auch hier die Meinung angeführt, daß der Zustand von Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthrazit nicht auf Altersunterschiede (d. h. verschieden weit durchgeführte Verkohlung) zurückzuführen sei, sondern auf ursprüngliche Verschiedenheiten des Pflanzenmaterials (vgl. S. 289, Fußnote 1).

Der Heizwert einer Kohle wird durch die Bestimmung der Wärmemengen (Wärmeeinheiten, Kalorien) festgestellt, die sich bei der Verbrennung der Gewichtseinheit Brennstoff entwickeln (absoluter Wärmeeffekt). Man bedient sich dabei eines geschlossenen Gefäßes, in dem man die Kohle in verdichtetem Sauerstoff verbrennt (Berthelotsche Bombe) und beobachtet alsdann die Temperaturerhöhung von Wasser, in dem das Verbrennungsgefäß steht.

Man hat auch eine Formel zur Berechnung des Heizwertes aufgestellt. Bezeichnet C den Kohlenstoff, H den Wasserstoff, O den Sauerstoff, S den Schwefel, W das hygroskopische Wasser in Gewichtsprozenten, so ist der Heizwert = $\frac{8140C + 28800(H - \frac{1}{8}O) + 2220S - 600W}{100}$

Bei O-armen Kohlen liefert die Formel ziemlich richtige Werte¹⁾ (ca. $\pm 3\%$ Fehler). Beispiel (nach Ost, Techn. Chemie.): Eine Ruhrkohle hatte die Zusammensetzung C = 80,97%; H = 5,05%; O = 8,00%; N = 1,27%; S = 0,41%; H₂O = 1,52%; Asche = 2,78%.
Heizwert = $\frac{8140 \cdot 80,97 + 28800 \cdot 4,05 + 2220 \cdot 0,41 - 600 \cdot 1,52}{100} = 7757 \text{ Kal.}$

Die Verbrennungstemperatur (pyrometrischer Wärmeeffekt), die man mit einem Brennstoff erzielt, entspricht der Gleichung Temperatur = $\frac{W = \text{absoluter Wärmeeffekt}}{q \cdot s}$, wo q das Gewicht der Verbrennungsprodukte und s ihre spezifische Wärme darstellt. Der schädliche Einfluß der Aschenbestandteile tritt im Hinblick auf diese Beziehung deutlich heraus²⁾.

Sog. Faulschlamm (Sapropel) bildet sich in stehendem Wasser bei Abschluß von Sauerstoff; er ist reich an organischen (tierischen und pflanzlichen), oft wenig zersetzten Stoffen, vielfach kalkig, tonig oder kieselig (Faulschlammkalke, Faulschlammtonne, Kieselgurfaulschlamm).

Torf. Für seine Bildung ist nur das gemäßigte oder kalte Klima geeignet. Wahrscheinlich geht in den Tropen die Vermoderung der Pflanzen zu schnell vor sich, als daß Torflager sich bilden könnten.

Der Torf entsteht aus Moosen, Riedgräsern, Wollgräsern, Heidekraut und andern Moorpflanzen; auch Sträucher und Bäume tragen zu seiner Bildung bei. Der Fasertorf, von heller, gelblicher bis bräunlicher Farbe, zeigt noch deutlich die pflanzliche Struktur und befindet sich in den höhern Lagen der Torfmoore, der dunkle, kompakte Pechtorf in tiefern Schichten. Lebertorf (Saprokoll) ist ein Faulschlammtorf. Mit Schlick durchsetzter Torf wird Darg genannt.



Fig. 377. Torfmoor. Garbsen bei Hannover.

1) Sie erklärt sich durch folgendes. Die Zahlen wie 8140 sind die Heizwerte der Elemente für 1 kg, d. h. die Anzahl von Kalorien, die bei der Verbrennung von 1 kg entwickelt wird bzw. bei W die Anzahl von Kalorien, die zur Verdampfung von 1 kg Wasser nötig ist. Weiterhin ist angenommen, daß der Sauerstoff in der Kohle mit dem entsprechenden Teile H (= $\frac{1}{8}O$; H:O in H₂O = 2:16 = 1:8) zu Wasser verbunden, also daß dieser Teil H gewissermaßen schon verbrannt ist.

2) Diese Formel gibt aber nur einen allgemeinen Anhalt. Die berechnete Temperatur ist weit höher als die wirklich erreichte, weil die spez. Wärme der Verbrennungsgase bei hohen Temperaturen zunimmt, viel Wärme durch Strahlung und Leitung verloren geht und weil CO₂ sowie H₂O bei hohen Temperaturen wieder zerfallen.

Man unterscheidet die Moorböden in Hochmoore (Überwassermoore) und Nieder- oder Grünlandmoore. Erstere kommen durch die wasser-
aufsaugende Kraft der Sphagnummoose zustande, die ein Aufsteigen des
Wassers über den Grundwasserhorizont, also ein Weiterwachsen über ihn
hinaus, gestatten. Die Grünlandmoore sind tiefegelegenes Sumpfland.

Der Heizwert von Torf beträgt 3500 bis 5000 Kalorien. Torf aus
Hochmooren ist im allgemeinen besser als solcher aus Niedermooren; denn
letzterer hat infolge zahlreicher Überschwemmungen und damit verbundener
Schlammabsätze meist größern Aschengehalt.

Auch Torf wird zu Koks umgewandelt, ferner dient er als stickstoff-
haltiges Düngemittel, weiterhin als Desinfektionsstoff und Flüssigkeitsaufsauer
bei der Torfstreuung.

Ausgedehnte Torfmoore liegen in Hannover (120 Quadratmeilen), Olden-
burg, Schleswig, Pommern, Preußen, in Bayern, Irland, Rußland usw.

Braunkohle. Das Material lieferten tertiäre Pflanzen, so Laubbäume,
Nadelhölzer, Palmen, Cycadeen, Farne. An Arten unterscheidet man Lignit,
bei dem die Holzstruktur noch mit bloßem Auge zu erkennen ist; gemeine
Braunkohle, die wie Lignit Zusammenhalt besitzt, aber keine deutliche
Holzstruktur zeigt, und die zerreibliche erdige Braunkohle. Dysodil (übel-
riechend beim Verbrennen) stellt ein blättriges Sapropel vor. Schwelkohle
ist sehr bituminös und wird auf Teer, Paraffin und Öl verarbeitet. Die
rheinische Rieselskohle scheint aus zusammengeschwemmtem Material zu
bestehen im Gegensatz zur festern Knabbenkohle. Pechkohle ist schon
Steinkohle ähnlich. Alaunkohle enthält Schwefelkies und schwefelsaure
Salze. Der Heizwert von Braunkohlen schwankt von 3000 bis 6000 Kalorien.

Wie alle Kohlen, kommt auch die in Rede stehende in Form von
Flözen vor. Sie besitzen oft sehr bedeutende Mächtigkeit (an 30 m und mehr)¹⁾.
Große Braunkohlenablagerungen sind in Böhmen, in der Provinz Sachsen, in
der Lausitz, in Hessen, in Rheinland und vielen andern Gegenden bekannt.

1905 wurden in Deutschland 53 Mill. t Braunkohlen gefördert (zu je
2,3 M. an der Zeche).

Steinkohlen, eingeschlossen Anthrazit. Das Pflanzenmaterial
der Steinkohle wechselt mit dem Alter der Kohle. Laubbäume (die, wenigstens
in Europa, erst in der jüngern Kreidezeit erschienen) nehmen nicht Anteil.
Im Karbon lieferten sog. Sigillarien, Lepidodendren (Bärlappgewächse),
Kalamiten (Schachtelhalme) und Farne das Hauptmaterial. Ein anschauliches
Rekonstruktionsbild der Karbonvegetation bietet die Fig. 378 dar.

Arten. In technischer Hinsicht scheidet man Magerkohlen sowie
Fett- und Flammkohlen. Die erstern verbrennen ohne Ruß mit kurzer
Flamme, entwickeln erhitzt nur geringe Mengen von Gasen und führen meist
wenig Wasserstoff und Sauerstoff. Ihr Koks ist nicht gesintert (Sandkohlen).
Hierher gehört der Anthrazit (eine der sog. Glanzkohlen). Die Fett- und
Flammkohlen entwickeln beim Glühen viel kohlenstoffreiche Gase. Die Fett-
kohlen brennen kurz- oder langflammig unter Rußen. Beim Verkoken sintern
oder schmelzen sie (Sinterkohlen, Backkohlen). In diese Gruppe gehört
die englische Kännelkohle. Sie ist wie alle Mattkohlen eine Faulschlamm-
kohle. Die gewöhnlichen (nicht fetten) Flammkohlen geben auch viel Gas,

¹⁾ Ein Braunkohlenlager ohne Zwischenmittel bei Köln hat bis über 100 m
Mächtigkeit, was wohl nur durch Senkung des Untergrundes während der Ablagerung
zu erklären ist.



Fig. 378. Karbonische Flora. Aus H. Potonié, Eine Landschaft der Steinkohlezeit.

aber sandigen oder schwach gesinterten Koks. Bogheadkohle (von Bathgate in Schottland) leitet zu Asphalt über. Sie liefert viel Gas und ist sehr aschenreich. Gagat (nach dem Flusse Gages in Lyzien, Kleinasien, genannt) oder Jet heißt eine polierbare, tiefschwarze Kohle, die zu Trauerschmuck verschliffen wird. Am meisten verwandt wird ein Gagat aus dem obern Lias von Whisby in England.

Der Heizwert der Steinkohlen beträgt im allgemeinen 6000—8000 Kalorien und gelegentlich mehr. Das spezifische Gewicht von Anthrazit ist 1,4—1,7, seine Härte 2—2,5; alle übrigen Kohlen sind leichter und milder.

Vorkommen. Die Mächtigkeit der Steinkohlenflöze ist meist weit geringer als die der Braunkohlenlager und wechselt von ein paar Zentimetern bis zu mehreren Metern; in Oberschlesien kommen bis 16 m starke Flöze vor. Häufig erscheint eine größere Anzahl von Flözen, durch Bergmittel voneinander getrennt, übereinander, bei Saarbrücken über 80, im Ruhrgebiet lagern an 100 abbauwürdige (1—2 m mächtige) Flöze. Das 2003 m tiefe Bohrloch bei Paruschowitz in Oberschlesien durchsank 70 Flöze, 26 davon über 1 m mächtig mit zusammen 63 m Kohle. Für Oberschlesien berechnet man insgesamt 100 Flöze mit über 150 m Kohle. Man findet Steinkohlen in vor-tertiären Formationen. Durch besondern Reichtum zeichnet sich die Karbonformation aus. Große Steinkohlenlagerstätten sind aufgeschlossen in Deutschland, das von allen Ländern Europas das kohlenreichste ist, Belgien, England, Frankreich, Nord-Amerika und China. In der Provinz Schansi hat v. Richthofen ein Kohlenfeld von 91 000 qkm aufgefunden. In Deutschland ist besonders reich an dem wichtigen fossilen Brennstoff das Ruhrgebiet, das $\frac{3}{4}$ der deutschen Gesamtförderung liefert, ferner Oberschlesien ($\frac{1}{8}$ der Förderung), Niederschlesien, das Saargebiet, das Königreich Sachsen.

Im westfälischen Kohlengebiet, von dem 5809 qkm zutage liegen und weitere 5000 qkm unterirdisch erschlossen sind, unterscheidet man im „produktiven Gebirge“ vier Flözabteilungen. Es sind von unten nach oben 1. Magerkohlenabteilung (Mächtigkeit

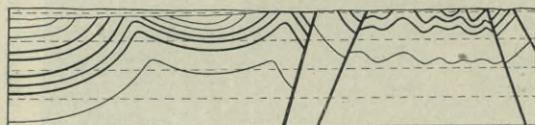


Fig. 379. Schematisches Profil durch das Ruhrkohlenbecken.
Die punktierten Horizontalen
stellen die Tiefe nach je 1000 m dar.

1050 m), vorwiegend Sandstein und Konglomerat mit wenigen und gasarmen Flözen, Gasgehalt der Kohlen bis 20%. 2. Fettkohlenabteilung (600 m), unten Sandstein, oben Schieferton vorwiegend, reich an Flözen, Gasgehalt der Kohlen bis 33%. 3. Gaskohlenabteilung (300 m), Schieferton, großer Flözreichtum, Gasgehalt der Kohlen 33

bis 37%. 4. Gasflammkohlenabteilung (1000 m), Sandstein und Konglomerate machen sich wieder mehr geltend, flözreich, Gasgehalt der Kohlen über 37%. Die Ablagerungen sind in zahlreiche, nordöstlich streichende Falten gelegt. Danach unterscheidet man eine Anzahl Mulden, die im übrigen nach Norden tiefer eingesenkt sind, also mehr hangende Schichtenzonen aufweisen (Fig. 379). An Störungen sind zu erwähnen zunächst Überschiebungen mit gleichfalls NO-Streichen (z. B. der Sutan) und mit flachen Überschiebungslängen bis 2000 m, ferner Sprünge oder Verwerfungen, die querschlägig verlaufen, und selten mehr als 300 m Sprunghöhe haben. Die Decke über dem Karbon besteht vor allem aus transgredierender oberer Kreideformation, deren Mächtigkeit nach Norden zunimmt, entsprechend einer Einsenkung des Karbons von 2—3°. Am Niederrhein tritt auch Tertiär als Deckgebirge auf. Es sind hier meist lockere, schwimmende Sande sowie Tone, die das Schachtabteufen sehr erschwert haben.

Im Jahre 1875 wurden in Deutschland 37 Millionen t Steinkohle (Wert 270 Millionen M.) gefördert, 1905 über 120 Millionen t im Werte von über 1 Milliarde M. an der Grube. Die Anzahl der Arbeiter betrug 1900 über 400 000. Im Ruhrgebiet allein wurden 1840 1 Million t mit 9000 Arbeitern, 1900 60 Millionen t mit 229 000 Arbeitern gewonnen.

England förderte 1900 229 Millionen t, Belgien 23 Millionen t, Frankreich 26 Millionen t, Österreich 13 Millionen t, Nordamerika 249 Millionen t. Den Gesamtvorrat Deutschlands an Steinkohlen schätzt man neuerdings auf 160 Milliarden t, davon kommen 90 Milliarden t auf Oberschlesien.

Anthrazit kommt wenig in Deutschland, mehr in England und besonders reichlich in Nord-Amerika, auch in China, vor.

Graphit (Eigenschaften S. 96). Seine mutmaßliche Entstehungsgeschichte und einige Vorkommnisse sind bereits S. 287 und 288 erwähnt.

Roher Graphit enthält öfter viel kieselsäurereiche Aschenbestandteile, solcher von Kanada z. B. 0,2—23 %. Die österreichischen Graphite weisen an 40—70 % Kohlenstoff auf.

Graphit findet im Verein mit Ton große Verwendung als Material für feuerfeste Tiegel. Gröberschuppige Graphite (Ceylon, auch Passau) geben die besten Tiegelsorten (für Edelmetall- und Bronzeschmelzen); dichte Graphite liefern die schnell verbrauchten Tiegel für Stahlguß. Für Bleistifte dienen nur ganz gleichmäßig feinblättrige Arten¹⁾. Graphit wird weiterhin z. B. zum Auslegen von Gußformen und vielfach als Schmiermittel an Stelle von Öl, ferner zum Anstrich von eisernen Geräten, als Poliermittel und als leitende Substanz in der Galvanoplastik gebraucht.

6. Anhang.

Asphalt. Erdpech. Bitumen.

Der Name Bitumen ist aus *pix tumens* (aufwallendes Pech) entstellt.

Diese braunen bis schwarzen, bei etwa 100° schmelzenden, verbrennlichen Massen von geringer Härte (2) und niedrigem spezifischen Gewicht (1,1—1,2) bestehen aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff, auch Schwefel und werden als durch Sauerstoffaufnahme verharzte Erdölrückstände angesehen. Das Material kommt in großen Massen für sich vor, z. B. auf der Insel Trinidad (Asphaltsee La Brea), ferner bei Los Angeles in Kalifornien, am und auf dem Wasser des Toten Meeres, wo die Juden es schon im Altertum sammelten. Sie verkauften den Asphalt an Syrier und Ägypter, die mit ihm ihre Mumien einbalsamierten (Mumie im Persischen = Asphalt). Den Babyloniern diente Asphalt als Mörtel. Nicht gerade selten erscheint Bitumen als Beimengung in Tonschiefern (Brandschiefer) und Tonen, ferner in Kalken und Mergeln, so in Schichten des Malm bei Limmer unfern Hannover, auch bei Eschershausen am Ith, im Val de Travers (Kanton Neuenburg) als 2—8 m mächtige Imprägnationszone im sog. Urgon (untere Kreide) mit 9—12 % Bitumen, in Süditalien, auf Sizilien (Ragusa) usw. Auch Sande führen zuweilen Asphalt (Bastennes, Süd-Frankreich). Zwischenglieder von Steinkohlen und Asphalt stellen die Mattkohlen (aus Faulschlamm entstanden) dar. Gelegentlich treten Asphaltgänge auf (z. B. in Neu-Braunschweig in Nordamerika, bei Darfeld unfern Münster in Westfalen).

Epurée nennt man den gereinigten Trinidadasphalt. Goudron ist eine Mischung von Epurée mit Paraffinöl. Mastix enthält 15—25 % Bitumen und wird durch Mischen von Goudron und gewöhnlichem Asphaltkalkstein hergestellt. Er dient als Gußasphalt für Bürgersteige. Der zerkleinerte Asphaltkalkstein

¹⁾ Die Blättchennatur des Minerals bringt es mit sich, daß ein Bleistiftstrich durch öfteres Überfahren mit dem Stift glänzend wird; die Schüppchen des Graphits legen sich unter dem Druck platt auf die Unterlage und spiegeln in gemeinsamer Ebene das Licht wieder. Bei Kohle gelingt das nicht, da Kohleteilchen rundlich sind.

(mit ca. 10% Bitumen) wird gemahlen als Stampfasphalt zum Straßenbelag benutzt, wozu sich das Material wegen großer Wetterbeständigkeit, Wasserundurchlässigkeit, großer Elastizität, glatter Fläche (geräuschloses Fahren) und leichter Reinigung (gesundheitlich wichtig) vortrefflich eignet.

Ozokerit (Erdwachs).

Ozokerit hat ungefähr die Zusammensetzung CH_2 , einen Schmelzpunkt von etwa 65° und ein spezifisches Gewicht von 0,95; er ist bräunlichgelb durchscheinend, im zurückgestrahlten Lichte von mehr grünlicherer Farbe. Er kommt in weichen, streifigen, faserigen und blättrigen Massen mit Petroleum besonders bei Boryslav und Truskawice in Galizien vor. Man findet ihn dort in Lagen und Klüften im Salzton. Ozokerit wird auf Ceresin (Kunstwachs) verarbeitet.

Bernstein.

Bernstein (Succinit) ist ein fossiles Baumharz von gelber bis brauner Farbe. Chemische Zusammensetzung etwa $\text{C}_{10}\text{H}_{16}\text{O}$. Vorkommen hauptsächlich in oligozänen, glaukonitischen Sanden (der blauen Erde) des Samlandes und lose, vom Meere ausgewaschen. Jährliche Förderung etwa 10 000 cbm blaue Erde, mit je etwa 3 kg Bernstein.

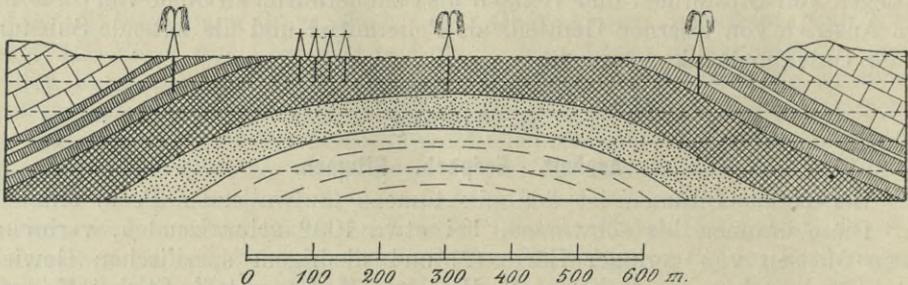


Fig. 380. Mit Erdöl imprägnierte Schichten der Tertiärformation bei Baku am Kaspischen Meer.

Erdöl. Petroleum. Naphtha.

Naphtha ist ein medisches Wort, abzuleiten von nafata herauschwitzen.

Das Erdöl bildet eine mit Wasser nicht mischbare, dünne oder dicke, helle oder dunkle bis schwarze Flüssigkeit vom spezifischen Gewicht 0,79—0,95 und enthält fast nur Kohlenwasserstoffe, selten 2—3% Sauerstoff und Spuren von Stickstoff, auch Schwefel. Pennsylvania-Öle weisen hauptsächlich Kohlenwasserstoffe des Typus $\text{C}_n\text{H}_{2n} + 2$, Baku-Öle solche vom Typus C_nH_{2n} auf.

Man scheidet wohl das helle Naphtha, das gelbliche Petroleum und die bräunlichen, zähen Bergteere.

Das Erdöl findet sich in Sedimenten sehr verschiedenen Alters als Durchtränkung vor allem von Sandsteinen und Sanden, also als Inhalt kleiner Poren und als sekundäre Ausfüllung von größeren Hohlräumen, insbesondere von Spalten. Auf letztern ist es offenbar, ähnlich dem Wasser, gewandert, auch hat es von solchen Klüften aus benachbarte poröse Gesteine durchtränkt.

Bei gestörtem Schichtenbau sind die Öle anscheinend vielfach in die Sattelwölbungen der betreffenden Gesteinslagen aufgestiegen und hier zu Ölzonen, dem Streichen der Schichten parallelen Streifen (Öllinien), angereichert. Auch Gase haben sich öfter an solchen Stellen, zum Teil in starkgespanntem Zustande, angesammelt. Ihr Druck veranlaßt gelegentlich bei Anzapfungen durch Bohrungen ein explosionsartiges Emporbrechen von Ölen (Fontänen).

Bei Baku sprang eine solche Fontäne aus einem 270 m tiefen, 30 cm weiten Bohrloche 105 m hoch. Sie lieferte in $2\frac{1}{2}$ Monaten 288 000 t Naphtha. Gas, Öl und Wasser haben sich entsprechend ihrem spezifischen Gewicht an den Sattelwölbungen öfter derart geschieden, daß längs den Sattellinien vorherrschend Ölgase sich finden, dann seitlich Öl und noch weiter nach außen Wasser, so in Galizien, auch in Nordamerika. Manche Ölzonen entsprechen dem Verlauf von Spalten, auf denen Petroleum aufstieg.

Das Petroleum ist sehr wahrscheinlich organischen Ursprungs, aus tierischen oder pflanzlichen Massen bzw. Gemischen beider entstanden. Das Vorkommen in Sanden und Sandstein deutet (Entstehung am Fundort vorausgesetzt) auf Strandbildungen hin.

Massenhaftes Absterben und Anhäufen von tierischen Leichen kann sich z. B. dort vollziehen, wo große Süßwassermassen ins Salzwasser fließen oder wo mit einer Strömung, die aus dem offenen Meere in ein fast abgeschlossenes, stark verdunstendes und deshalb stark salziges Becken geht, fortgesetzt in letzteres Lebewesen eingeführt werden, oder auch wo kalte und warme Meeresströmungen zusammenstoßen, schließlich wenn Meerestiefen durch massenhaftes Entwickeln von H_2S für Tiere vergiftet werden. So soll es im schwarzen Meere der Fall sein. Die Lebewesen sterben ab, sinken zu Boden und verwesen.

Im übrigen muß mit Potonié auf die jetzt und jedenfalls auch früher sehr verbreiteten Faulschlamm-massen hingewiesen werden, deren organisches (tierisches und pflanzliches) Material sehr wohl zu Erdöl verändert sein kann.

In der Tat gelangte Engler bei der Destillation von Fetten unter Druck zu petrolartigen Stoffen.

Durch geologische Erfahrungen nicht genügend gestützt ist die Meinung, das Erdöl sei durch Zersetzungen von Metallkarbiden (die im tiefen Erdinnern wohl vorkommen mögen) mit Wasser entstanden, ähnlich wie Azetylen durch Wechselwirkung von Kalziumkarbid und Wasser sich bildet. Danach wäre also das Erdöl aus der Erdtiefe auf Spalten aufgestiegen und hätte sich in porösen Gesteinen verbreitet.

Berühmte Vorkommnisse von Petroleum werden seit 1859 in Pennsylvanien ausgebeutet, andre liegen in Ohio und sonstigen Staaten Nordamerikas. Es handelt sich um zum Teil erstaunlich großartige Ansammlungen in verschiedenen paläozoischen Horizonten.

Bei Baku am Kaspischen Meere wird mit etwa 1500 Bohrlöchern Petroleum aus tertiären Sanden und Sandsteinen gewonnen (Fig. 381). Sehr reiche Ölquellen liegen in Galizien und Rumänien. Sie entstammen bestimmten Horizonten der Kreide und besonders des Tertiärs. Der Sitz des Petroleums sind dort gleichfalls poröse Sandsteine. In Deutschland ist Petroleum bislang nur in verhältnismäßig geringen Mengen gefunden, so bei Pechelbronn im Elsaß, Ölheim bei Peine, Sehnde bei Hannover und neuerdings in etwas reichlichen Mengen bei Wietze unfern Celle, hier angeschlossen an Verwerfungsspalten als Imprägnation poröser Gesteine.

Die Erdöle werden durch Destillation in eine Reihe von Bestandteilen zergliedert (Benzin, Brennpetroleum, Rückstand). Der flüssige Rest (in Baku Masut genannt) wird als vortreffliches Heizmittel verwandt, auch zu



Fig. 381. Bohrtürme und abgelassener Erdölteich bei Baku am Kaspischen Meere.

Schmierölen oder Parraffin verarbeitet. Pennsylvanisches Erdöl gibt in Gewichtsprozenten etwa 10—20 Benzin, 60—75 Petroleum, 5—15 Rückstand; bei Ohio-Öl hat man Zahlen wie 10:35:55, bei Bakuöl 5—7:27—40:50—60, bei galizischem 12—32:30—40:25—50.

An Petroleum wurden 1902 insgesamt über 23 Millionen t gewonnen, davon in den Vereinigten Staaten von Nordamerika 10, bei Baku 11 Millionen t. In Deutschland wurden 1900 gefördert 50375 t im Werte von 3726000 M., eingeführt aber über 1 Million t und mit über 100 Millionen M. bezahlt. Eine Erhöhung des Kilopreises um 1 Pf. veranlaßt somit einen Tribut Deutschlands an das Ausland von jährlich über 10 Millionen M.

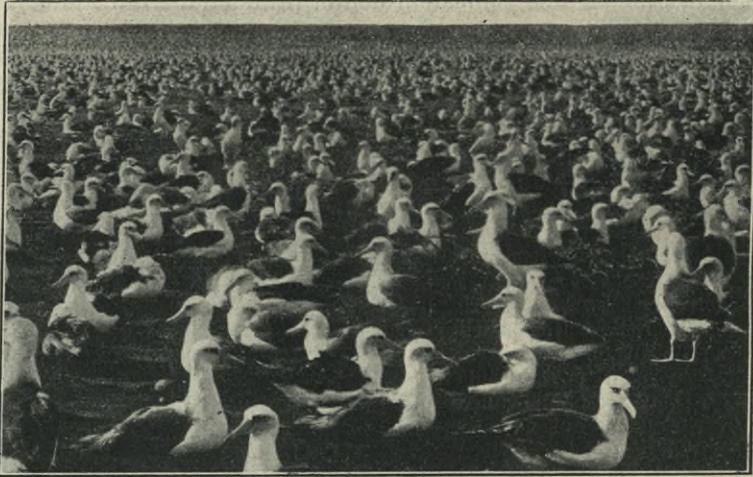


Fig. 382. Auf einer Guano-Insel im Hawaii-Archipel.

Guano.

Guano (huano, altperuanisch für Mist) bildet sich bekanntermaßen als Bedeckung von Inseln, auf denen die Exkremente einer zahlreichen Vogelwelt, Reste von den Vögeln hergeschleppter tierischer Beute usw. allmählich sich verändern und in ihrer Zusammensetzung natürlich sehr wechselnde Massen bilden, deren Gehalt an Kalziumphosphat, harnsaurem und oxalsaurem Ammon sie für Düngezwecke geeignet macht. Schlechtere Sorten weisen wenig Stickstoffverbindungen auf und werden mit Schwefelsäure zu Superphosphat umgewandelt.

Bis 32 Fuß mächtige Guano-Ablagerungen finden sich auf den Inseln an der Peruküste, auf denen unzählige Pelikane hausen, andere nahe der Ostküste Patagoniens usw. Die Sickerwässer übertragen den Phosphatgehalt zuweilen auf unterlagernde Gesteine (vgl. Sombrierit, S. 277).

XI. Übersicht der kristallinen Schiefer.

Entstehung der kristallinen Schiefer.

Bezüglich der Entstehung der kristallinen Schiefer ist zunächst zu vermerken, daß man niemals Gelegenheit gehabt hat, die Bildung solcher Gesteine an der allein zugänglichen Oberfläche der Lithosphäre zu verfolgen. Man wird hieraus vielleicht folgern dürfen, daß ihrem Wesen nach die Bildung kristalliner Schiefer an Bedeckung des Materials durch andre Gesteinsmassen, also an tiefere Zonen der Lithosphäre gebunden ist.

Danach könnten in Betracht kommen 1. eine ursprüngliche magmatische Entstehung nach Art der Tiefengesteine, 2. eine Tiefenumwandlung von Eruptivgesteinen oder Sedimentgesteinen bzw. beider zu kristallinen Schiefen.

1. Ursprüngliche magmatische Entstehung. Unverdächtig dieser Bildungsart sind wohl die in normale Tonschiefer übergehenden und ihnen im allgemeinen Ansehen ähnlichen Glimmerschiefer, auch die Glimmerschiefer, während Gneise und viele sog. Einlagerungen der kristallinen Schiefer sehr wohl unter diesem Gesichtspunkte betrachtet werden können. Nun ist in der Tat auf Grund geologischer Beobachtungen von Übergängen körniger Tiefengesteine in solche vom Bau kristalliner Schiefer, ferner im Hinblick auf Gangbildungen und Einschlußführung von Gneisen nach Art der Plutonite, sowie auf Grund chemischer Studien (die einer Auffassung mancher kristallinen Schiefer als Tiefengesteine zulassen) nicht mehr zweifelhaft, daß viele sog. kristalline Schiefer (so z. B. Augengneise) nichts anders als Plutonite mit ursprünglichem Schiefergefüge sind. Bei der Betrachtung der Granite, Syenite, Elaeolithsyenite, Diorite und Gabbros ist bereits darauf hingewiesen. Man hat es in solchen Fällen mit Gesteinen zu tun, deren Gemengteile mit denen der körnigen Arten übereinstimmen, die aber mehr oder minder ausgeprägt eine schieferige Parallelstruktur haben. Sie ist auf mechanisch wirksame Kräfte im erstarrenden Magma zurückzuführen, also auf Kräfte, welche eine Flußbewegung verursachen bzw. auf die Kräfte des Gebirgsdruckes (Piezokristallisation Weischenks). Die blättchenförmigen Gemengteile, wie Glimmer, wurden im Schmelzbrei durch den Druck parallel gestellt.

Es ist einleuchtend, daß man in Fällen der sichern Erkenntnis, daß ursprüngliche, im erstarrenden Magma entstandene Schieferstruktur vorliegt, am besten die betreffenden Gesteine aus der großen Sammelgruppe recht verschiedenartiger Gebilde, die man kristalline Schiefer nennt, herausgliedert und den Plutoniten zureiht. Diese Praxis ist wegen des Widerstreits der Meinungen indes noch nicht leicht auszuüben.

2. Umwandlungen. a) Regionalmetamorphose. b) Injektions- und Kontaktmetamorphose. c) Dynamometamorphose.

Bei der Annahme, daß die sog. kristallinen Schiefer wenigstens zum Teil in der Tiefe umgewandelte Eruptive bzw. Sedimente sind, liegt es nahe, als Ursachen solcher Metamorphose besondere Umstände der Temperatur, des Druckes und des physikalischen Zustandes mitwirkenden Wassers anzunehmen. In 3000 m bzw. 10000 m Tiefe, also in Abständen, die in Ansehung der Schichtenmächtigkeit der archaischen Formation, die man auf 30–40 km und mehr schätzt, nicht bedeutend sind, wird die Temperatur etwa rund 100° C bzw. 300° C betragen, und in den nämlichen Tiefen mag der Gesteinsdruck etwa 800 bzw. 2700 kg auf den qcm ausmachen. Rechnet man den Druck des Wassers, so erhält man 300 bzw. 1000 kg/qcm. Was die Gegenwart von Wasser anlangt, so ist wohl anzunehmen, daß vadoses (von der Erdoberfläche hereindringendes) Wasser in bedeutende Tiefen der Lithosphäre hinuntersickert. Auch mögen Gesteine, die durch Überlagerung gewissermaßen versenkt sind, Reste der sie einst bei ihrer Entstehung durchtränkenden oder eingedrungene Feuchte noch bergen also mit in die Tiefe genommen haben. Schließlich können Stoffe, die chemisch gebundenes Wasser führen, zufolge der beim Versenken sich erhöhenden Temperatur entwässern und Wasser in Freiheit setzen. Auch stellen manche Mineralien Lösungen in Form von Einschlüssen zur Verfügung, z. B. Quarze in Granit u. a. Schließlich und nicht zum mindesten wird man in der Erdtiefe mit „juvenilen“ Wasser rechnen müssen, d. i. solchem, welches durch fortgesetzte Entgasung des Erdinnern entsteht und seinen Weg nach außen nimmt. Trotz hoher Temperatur kann Wasser in der Tiefe flüssig sein.¹⁾

1) Bei 300° genügt ein Druck von etwas über 90 kg auf den qcm, um das Wasser bei dieser Temperatur flüssig zu erhalten. Seine kritische Temperatur liegt bei 360–363°. Der zugehörige Druck beträgt 210 Atm.

Auch Wasser von einer Temperatur mehr als 363° hat bei entsprechend hohem Druck noch Flüssigkeitscharakter; in der Art muß man es sich also selbst in großen Erdtiefen vorstellen.

Sei hier vermerkt, daß die Durchflußgeschwindigkeit erhitzten Wassers weit größer ist als von kaltem, welcher Umstand im Verlaufe chemischer Arbeiten beim Filtrieren ja oft benutzt wird. Es beruht das hauptsächlich auf einer Verminderung der inneren Reibung; sie ist gegenüber 0° schon bei 15° um 36 %, bei 30° um mehr als die Hälfte, bei 100° auf $\frac{1}{6}$ herabgesetzt. Diese größere innere Beweglichkeit wird auch beim Sickersn von Wasser durch tiefer gelegene, also warme Gesteinsmassen in Betracht kommen.

Da erhöhte Temperatur und verstärkter Druck die lösende Tätigkeit des Wassers zumeist begünstigen und auch manche chemische Umsetzungen befördern, so werden in der Erdtiefe solche Prozesse energisch gefördert¹⁾, worauf insbesondere R. Brauns in seiner vortrefflichen chemischen Mineralogie hinwies. Dem Wesen der Lösungsvorgänge entsprechend, ist hierbei nicht nötig anzunehmen, daß Zu- und Abfluß von Wasser stattfindet, vielmehr vermag dieselbe Wassermenge lösend und absetzend zu wirken, und könnte sie auf diese Weise ein Umkristallisieren z. B. von Kalkstein zu grobem Marmor veranlassen. Hierbei ist mithin nicht gleichzeitig das ganze Gesteinsmaterial in Lösung, vielmehr würden sich Auflösung und Abscheidung in das den Verhältnissen entsprechende Gleichgewicht setzen.

Die Herausbildung größerer Individuen erklärt sich durch den auch sonst häufig zu beobachtenden parallelen Absatz der Teile um ein Kristallisationszentrum. Wie schon S. 167 erwähnt ist, haben kleine Kristalle eine bedeutendere Lösungstension als größere, sie verschwinden, und ihr Material setzt sich auf den größern ab. Es ist derselbe Vorgang der S. 167 als Sammelkristallisation (kollektive Kristallisation) bezeichnet ist.

In Lösung befindliche Stoffe werden miteinander in chemische Wechselwirkung treten können. Auf diese Weise kommt es zu Mineralneubildungen.

Als Ursache der für das in Rede stehende Gesteinsmaterial so wesentlichen Schieferung liegt es nahe, einen in einer Richtung wirkenden Druck anzunehmen. Unter der Oberfläche der Lithosphäre befindliche Gesteine stehen unter dem Druck ihres Hangenden, und es wird somit jeder ihrer Teile in der Lotlinie gepreßt. Man kann nun wohl die Vorstellung hegen, daß bei dem oben erwähnten Umkristallisieren und bei den Umsetzungen sich neugebildete, blättchenförmige Mineralien bezüglich ihrer Lage dem Druck anpassen und, ähnlich wie ein blättchenförmiger Eiskristall sich platt aufs Wasser in stabiles Gleichgewicht legt, sich mit ihrer Blattfläche in die Ausweichungsebene, bei senkrechtem Druck also horizontal lagern. Die parallele Anordnung blättchenförmiger Bestandteile wäre hiernach bei kristallinen Schiefen wie bei Dachschiefen eine Ausweichungsstruktur, hervorgerufen durch den Zwang mechanischer Kräfte. Ein solcher Vorgang sei Zwangskristallisation genannt. Ihrem Wesen nach sind die Erscheinungen denen einer Flußstruktur verwandt, die ja ebenfalls eine Ausweichungserscheinung ist.

Falls blättchenförmige Kristalle in einem Gestein schon die dem Druck angepaßte Lage besitzen, wie es bei der wirren Stellung z. B. der Glimmer in einem Granit gewiß bei vielen Individuen mehr oder minder genau, bei glimmerigen, horizontal gelagerten Sedimenten wohl sehr oft der Fall ist, so bleiben sie natürlich erhalten und werden zu „Keimen“, also zu Ansatzstellen für gleichartige Neubildungen. Solche Blättchen werden sich dann vergrößern. Nach Becke, Berwerth und Grubenmann kommt durch dieses Weiterwachsen schon in angepaßter Lagerung befindlicher Blättchen Schieferung zustande. Sie wird Kristallisations-Schieferung genannt. Möglicherweise spielt hier auch noch eine kollektive Kristallisation eine Rolle, insofern nur größere Blättchen sich verbreitern und so die Lage der spätern Schieferungsebenen bestimmen, während zwischen diesen Ebenen befindliche kleinere Lamellen, auch wenn sie dem Druck angepaßte Stellung besitzen, verschwinden.

Ausgeprägte Blättchenform haben Mineralien wie Glimmer, Chlorit, Talk. Bei ihrer Entstehung wird die Kristallisationsschieferung sich typisch entwickeln können. Zuweilen sind auch Feldspate plättchenförmig, während andern Mineralien, wie Quarz, Granat, Kalkspat, Magnetit, das mehr oder minder abgeht. Ihren umkristallisierenden bzw. sich neu bildenden Aggregaten kann also kaum eine deutliche plattige Struktur aufgeprägt werden. Immerhin kommen auch bei ihnen Andeutungen vor. Es erinnert das dann an andre Zwangskristallisationen, z. B. von Granat oder Magnetit in Muskovit, in dessen tafelförmigen Gebilden auch die genannten Mineralien als Einschlüsse, entgegen ihrer „üblichen“ Kristallform, als papierdünne Blättchen erscheinen.

Eine bestimmte Reihenfolge der Ausscheidung der verschiedenen Mineralarten wird man bei solchen Prozessen nicht erwarten, und wird derartiges bei den in Rede stehenden

¹⁾ Es ist bekannt, daß Wasser, welches über 100° als Flüssigkeit erhitzt wird, was durch entsprechenden gleichzeitigen Druck geschehen kann, sehr kräftig z. B. auf die Glasgefäße einwirkt, in denen es sich befindet. Bei hohen Temperaturen von einigen hundert Grad übt es als eine relativ starke Säure sehr energische chemische Wirkungen, z. B. auf Silikate, aus.

Gesteinen im allgemeinen auch nicht beobachtet. Berwerth, F. Becke, Grubenmann erklären das weitern dadurch, daß das Material der kristallinen Schiefer sich einem einzigen Zustande der äußern Umstände anzupassen hatte, alle Gemengteile eines Gesteins sich also ihm zugleich fügten, während bei Eruptivgesteinen die äußern Umstände der Erstarrung (insbesondere der Temperatur) sich fortgesetzt änderten, somit eine fortlaufende Reihenfolge von Gleichgewichtszuständen zur Geltung kam, die eine entsprechende Folge der Ausscheidungen bedingte.

Von Lepsius, F. Becke und Heim ist darauf hingewiesen, daß in den kristallinen Schiefen Mineralien mit hohem spezifischen Gewicht eine besonders große Bedeutung haben. Mit der Vorstellung, daß bei der Entstehung dieser Gesteine der volumverkleinernde Druck eine Rolle spielt, steht dieses häufige Vorkommen schwerer Substanzen im Einklang. Die Elemente nehmen in ihnen einen kleinern Raum ein als in spez. leichtern (eventuell aus denselben Stoffen und in demselben Mengenverhältnis zusammengesetzten) Körpern. Von wesentlichem Einfluß für die Entstehung des einen oder andern Minerals ist weiterhin aber gewiß auch die Temperatur. F. Becke unterscheidet eine untere und eine obere Tiefenstufe, von denen die erstere also die höher erwärmte ist. In ihr erscheint



Fig. 383. Gneiß, Christiania (Norwegen). Quer zur Schieferung geschlagen.

die Bildung hydroxyreicher Mineralien ausgeschlossen; in der obern tritt der Temperatureinfluß mehr zurück, und es können auch wasserhaltige Mineralien entstehen. Leitmineralien für die tiefere Stufe sind Pyroxen, Granat, Biotit, kalkreiche Plagioklase, Orthoklas, Sillimanit, Cordierit, Olivin, für die obere Zoisit-Epidot, Muskovit, Chlorit, Albit, Antigorit, Chloritoid. Beiden Zonen gemeinsam sind Hornblende, Quarz, Turmalin, Staurolith, Titanit, Rutil.

Der erwähnte Prozeß der Regionalmetamorphose wird sich in verschieden schneller Weise vollziehen können, und zwar in um so kürzerer Zeit, je mehr er durch hohe Temperatur und starken Druck gefördert wird, mithin je stärker die Bedeckung des sich umwandelnden, sedimentären oder eruptiven Materials ist. Sind diese fördernden Bedingungen nur wenig wirksam, d. h. lagert ein Gestein in nur geringem Abstände von der Oberfläche, so wird es eine nur sehr langsam sich vollziehende Umänderung erfahren, indes in sehr langen Zeitläufen, wie Brauns betonte, den nämlichen Umwandlungsgrad erreichen wie die bei stärkerem Druck und höherer Temperatur in kürzerer Zeit umgeänderten Gesteine.

Mechanische Erscheinungen, wie Zerbiegen, Zerbrechen, Verquetschen, Auswalzen von Gemengteilen, wird man bei Regionalmetamorphose im allgemeinen nicht erwarten können. Treten hingegen gleich bei der Metamorphose oder nachträglich Bewegungen der betreffenden Gesteinskörper auf, so werden sich die genannten Begleiterscheinungen der Dislokationen an den fertig gebildeten Bestandteilen einstellen.

b) Anschließend an die Betrachtungen über Regionalmetamorphose ist nun zu erwähnen, daß die bereits S. 165 erörterten Umstände des Injektionsmetamorphismus und die Kontaktmetamorphose gleichfalls eine bedeutsame Rolle gespielt haben bei der Herausbildung von Gesteinen, die man als kristalline Schiefer und ihre Einlagerungen bezeichnet. In solchen Fällen hat es sich also um das Eindringen von (insbesondere granitischen) Schmelzflüssen in Sedimente und weiterab vom plutonischen Herde nur noch um die Imprägnation von Gesteinen mit aus dem Magma entweichenden heißen Lösungen und Gasen gehandelt, die ein Umkristallisieren des Nebengesteins hervorriefen. Was die Schieferstruktur der entstehenden Gesteine anlangt, so kann eine Bänderung durch lagenförmigen Wechsel von eruptivem (z. B. aplitischem) und von sedimentärem Material (etwa aufgeblättertem und umgewandeltem Tonschiefer) zustande kommen oder auch ein parallel schlieriges bzw. schuppiges Gefüge durch die kleinen in mechanische Auflösung gebrachten Schieferfetzen. Im Gegensatz zur Regionalmetamorphose hätte man es aber nicht mit einer dem Material neu aufgeprägten Schieferung zu tun, vielmehr (und vor allem bei ausklingender Kontaktmetamorphose) mit dem oft noch sehr deutlichen Ausdruck der frühern sedimentären Lagerstruktur.

Hinsichtlich einiger Beispiele injektions- und kontaktmetamorpher kristalliner Schiefer sei zunächst auf entsprechende Erörterungen S. 165 über Gneise von Schemnitz und über die Schiefer in der Umgebung des sächsischen Granulitlakkolithen verwiesen. Näher studierte Beispiele für die in Rede stehenden Verhältnisse bieten ferner die Alpen dar, wo Gneißgranite paläozoische und mesozoische Sedimente durch Injektion und Kontaktmetamorphose in kristalline Schiefer verwandelt haben. Auch seien noch die Vorkommnisse im bayerischen und oberpfälzer Walde erwähnt. Hier ist nach Weinschenk der „bojische Gneiß“ ein Granit, der sein aufgeblättertes Schieferdach injiziert und zu „herzynischen Gneiß“ umgewandelt hat, die in Form von Bändergneiß, körnigstreifigen und schuppigen Gneiß mehr oder weniger deutlich die Vermischung von eruptivem mit umgewandeltem sedimentärem Material erkennen lassen. Wenig oder nicht mehr granitisiert sind die Glimmerschiefer des Waldes, und in den Phylliten klingt die Umänderung der Tonschiefer aus.

Eine sehr bunte Mannigfaltigkeit von kristallinen Schiefen und Einlagerungen entsteht, wenn Injektions- und Kontaktmetamorphismus wechselfull aufgebaute Gesteinsfolgen ergriffen haben, etwa paläozoische Schiefer mit Kalksteinen, Quarziten, Diabastuffen u. a. m. Dann findet man neben Gneiß, Glimmerschiefern und Phylliten mannigfache Marmore, Amphibolite, Augitgesteine u. a. Dazu gesellen sich dann wohl noch besonders eigenartige thermale Erzeugnisse wie Talkschiefer, Erze, Graphit.

c) H. Rosenbusch und mit ihm andre Geologen sind der Meinung, daß die kristallinen Schiefer unter wesentlicher Mitwirkung geo-dynamischer Phänomene umgestaltete Eruptivgesteine oder Sedimente, also das Ergebnis der Dynamometamorphose, d. h. des Gebirgsdruckes, sind. Die gewaltigen Kräfte, die bei den Dislokationen in tiefern und höhern Lagen der Erdschale in Tätigkeit treten, wirkten pressend, zermalmend, streckend, verschiebend und schiefernd auf das Gesteinsmaterial ein. Dabei fanden nach Rosenbusch Umkristallisationen und Neubildungen statt. Bei Gelegenheit von Faltungen könnten sich also ähnliche Erscheinungen ereignen, wie sie bei der Regionalmetamorphose als Folge des vertikal wirkenden Belastungsdruckes geschildert sind. Dabei ist zu beachten, daß die im allgemeinen erdantagial wirkenden Druckkräfte der Gebirgsbildung so sehr über den Schweredruck überwiegen, daß sie als Richtkräfte für die Schieferung in Betracht kommen. Blättchenförmige, durch Umkristallisieren oder Umsetzung neugebildete Mineralien werden sich somit in die senkrechten oder auch schief liegenden, meist mit der Symmetrieebene der Faltungen zusammenfallenden Ausweichungsebenen der gepreßten Gesteinsmassen legen und nach diesen Flächen eine Lagerstruktur veranlassen. Die Umprägung zu kristallinen Schiefen vollzog sich nach der Meinung von H. Rosenbusch durch Veränderung in einem mehr oder weniger starren, wenn auch plastischen Aggregatzustande ohne daß trotz der oft tiefgreifenden mineralischen Umbildung das Material in den Zustand einer Lösung rückgeführt war.

In bezug auf die Frage nach dem ursprünglichen Material der kristallinen Schiefer ist also nicht mehr strittig, daß Sedimente und Eruptivgesteine an ihnen beteiligt sind. In gewissen alten kristallinen Schiefen sind unzweifelhafte Konglomerate nachgewiesen, die nur sedimentärer Entstehung sein können. So fand Sauer Konglomeratgneise bzw. Konglomeratglimmerschiefer bei Obermittweida im Erzgebirge. Bestimmte Glieder der kristallinen Schiefer gehen in typische Sedimente über, so z. B. Muskovitgneise bei Boden am Erzgebirge in gerölleführende Grauwacken, Phyllite in Tonschiefer.

In jüngern kristallinen Schiefen beweisen Versteinerungen den Sedimentcharakter des Materials, z. B. führen Phyllite in den Tauern-Alpen karbonische Pflanzen, Chloritschiefer der Schweiz Belemniten, Gneise bei Bergen in Norwegen Trilobiten. Andererseits ist sicher, daß auch Eruptivgesteine am Aufbau archaischer kristalliner Schiefer beteiligt sind. Wie Rosenbruch betonte, stimmen manche Gneise in ihrer chemischen Zusammensetzung mit Eruptivgesteinen überein, und zwar konnte er im einzelnen nachweisen, daß Tiefengesteine sowohl der granitodioritischen als auch der gabbroperidotitischen Reihe ihr Äquivalent in den kristallinen Schiefen haben. Seltener sind die Natronplutonite vertreten. Umgewandelte Ergußgesteine findet man in den kristallinen Schiefen als Serizitschiefer, Chloritschiefer, Grünschiefer usw. Zuweilen kann man auch erkennen, daß Eruptivgesteine, z. B. Granit, in Gesteine vom Aussehen gewisser kristalliner Schiefer (Gneiß) übergehen. Geologische Erscheinungsformen wie Stöcke, Lakkolithen, Lager, Gänge usw. etwaiger Eruptivgesteine sind unter den archaischen Schiefen nicht bewahrt worden. Es kann dies in einzelnen Fällen darauf beruhen, daß der Gebirgsdruck die geologischen Körper umgeformt hat (vgl. S. 30) bzw. darauf, daß bei dem hauptsächlich eruptiven Material der kristallinen Schiefer eine andre geologische Erscheinungsform vorlag. Insbesondere kann man das bei der Erstarrungskruste der Erde voraussetzen, die natürlich als Ganzes nicht als Stock, Lakkolith, Gang, Strom oder Decke erscheinen kann, vielmehr sich als eine Schale um den Erdkörper legte und später zu kristallinen Schiefen umgewandelt wurde.

Es kann nicht verkannt werden, daß in den sog. kristallinen Schiefen, wenn man die schieferigen Plutonite ausgliedert, nicht Gesteine von einer Ursprünglichkeit vorliegen, wie sie z. B. Basalt oder Steinsalz besitzen. Es sind Gesteine, auf deren Absatz bzw. Erstarrung am geologischen Ort, den sie noch einnehmen, nicht nur eventuell Diagenese, sondern eine weitgehende Metamorphose folgte, ähnlich wie aus einem Tonschiefer im Granitkontakt ein Hornfels wird. Man könnte deshalb versucht sein, die Gruppe der kristallinen Schiefer aufzulösen und ihre Glieder den Gesteinen zuzuteilen, aus denen sie entstanden sind. Abgesehen von der Unsicherheit, ja derzeitigen Unmöglichkeit bei der Ausführung dieses Planes ist er doch wohl nicht so berechtigt, wie es zunächst scheint, ebensowenig wie wenn man die Hornfelse zu den Tonschiefern rechnen wollte.

Wie die Sachlage jetzt ist, bezeichnet man mit dem Namen kristalline Schiefer genetisch sehr verschiedenartige Gesteine, nämlich 1. Plutonite mit ursprünglichem schieferigen Gefüge; 2. kontaktmetamorphe und injektionsmetamorphe schieferige Gesteine; 3. dynamometamorphe schieferige Gesteine; 4. regionalmetamorphe schieferige Gesteine.

Bei den „Einlagerungen der kristallinen Schiefer“ sieht man auch von dem Kriterium der Schieferung ab.

Im Überblick obiger Erörterungen erkennt man, daß die Petrographie der kristallinen Schiefer noch im starken Fluß ist und vieler Arbeit bis zur Klarstellung der Verhältnisse bedarf.

Die allgemeine chemische Zusammensetzung der kristallinen Schiefer

gleicht zum Teil der von Eruptivgesteinen, zum Teil der von Sedimenten, erstres z. B. bei manchen Gneissen, letztes z. B. bei Einlagerungen, wie Marmor, Eisenspat, Quarzit u. a. Bei manchen kann man noch die chemische Natur einstiger Ton- oder Lateritgesteine erkennen. Sie haben sehr hohen Gehalt an Aluminium und Eisen und wenig Alkalien und Kalzium. Es fehlt noch sehr an einschlägigen Untersuchungen.

Mineralien der kristallinen Schiefer.

Im allgemeinen haben die kristallinen Schiefer im Mineralbestande insofern mit den Eruptivgesteinen etwas Verwandtes, als bei beiden Gesteinsgruppen Feldspat, Quarz, Glimmer, Hornblende, Augit, auch Olivin (bzw. Serpentin) sehr verbreitet sind. Andererseits fehlen den kristallinen Schiefen außer Glas¹⁾ ganz: Anorthoklas, Leuzit, Nephelin, Melilith, basaltische Hornblende, Tridymit,

¹⁾ das, wo es vorhanden war, bei der Regionalmetamorphose durch „Entglasung“ wohl am ehesten umgewandelt ist.

während die bei ihnen häufigen oder doch nicht seltenen Mineralien Chlorit, Talk, Serizit, Paragonit, Zoisit, Epidot, Anthophyllit, Eisenspat u. a., nicht ursprüngliche Bestandteile von Eruptivgesteinen sind.

Sehr bemerkenswert, auch in technischer Hinsicht, ist der Reichtum der alten kristallinen Schiefer an Erzen, wie Stöcken und Lagern von Magnet-eisenstein, Eisenglanz, Eisenspat, Eisenkies, Kupferkies u. a. (S. 278 u. f.) Zuweilen sind kristalline Schiefer, so Gneiß, förmlich von Magnetit oder Eisenkies, auch Kupferkies usw. imprägniert. Man nennt solche Gesteinszonen Fahlbänder (wegen der fahlen Farbe bei der Verwitterung). Lager und Nester von Erzen gehen gelegentlich in Fahlbänder über.

Struktur der kristallinen Schiefer.

Sehr verbreitet ist die schieferige Struktur, bei der die blättrigen Gemengteile (vor allem Glimmer) mit ihrer Blatfläche parallel liegen und mehr oder minder ausgesprochen in besondern, vielfach wiederkehrenden Lagen

versammelt sind. Die Gesteine spalten nach diesen Lagen leicht auseinander (Hauptbruch, im Gegensatz zum Querbruch). Stängelige Elemente, wie Hornblenden, können ebenfalls Schieferstruktur hervorrufen und sich überdies noch mit ihrer Längsrichtung im Groben parallel legen. Dann erscheint das Gestein wie gestreckt, eine Erscheinung, die im übrigen auch bei körneligen Gemengteilen durch Reihenordnung zustande kommt.



Fig. 384. Gneiß. Buchholz (Erzgebirge).
Im polarisierten Lichte. Quarz meist hell, Feldspat in dunklern Körnern, Glimmer in Streifen.

Liegt Flaserstruktur vor, so bemerkt man eine Gliederung des Gesteins in kleine linsen- oder knotenförmige Mineralmassen, die aus einem Kern, z. B. Feldspat oder Granat, auch wohl aus Mineralanhäufungen, und aus einer den Kern umschmiegenden Hülle, z. B. Glimmer, bestehen. Diese Augen

sind mit ihren Längserstreckungen parallel und annähernd in Ebenen angeordnet. Der Hauptbruch der Gesteine ist hierbei nicht plan, sondern knotig, der Querbruch zeigt die Augenstruktur.

Fluidalgefüge bei porphyrtartigen Graniten bietet eine ganz entsprechende Erscheinung dar. Viele Augengneise sind fluidale Granite.

Von feinem Merkmalen echter kristalliner Schiefer, insbesondere gegenüber Eruptivgesteinen, ist hier zum Teil nochmals zu erwähnen: der Mangel einer Ausscheidungsfolge, die Seltenheit kristallographisch wohl umgrenzter Mineralindividuen, insbesondere bei Glimmerschiefern die mikroskopischen Merkmale der Kontaktstruktur, das Fehlen von Kristallskeletten, das Anpassen der vorhandenen Mineralform an die Schieferstruktur augenscheinlich auch durch Wachstumserscheinungen, die Seltenheit von Zonenstruktur bei den aufbauenden Mineralien, das Fehlen lückigen Aufbaues, sei er blasig oder miarolitisch. F. Becke faßt diese Strukturverhältnisse als kristalloblastisches Gefüge zusammen.

Arten der kristallinen Schiefer.

Die Hauptmasse der kristallinen Schiefer besteht aus Gneiß, Glimmerschiefer und Phyllit. Dazu kommen noch Chlorit-, auch Talkschiefer.

Als Einlagerungen seien vermerkt Silikate, Karbonate, Oxyde, Sulfide.

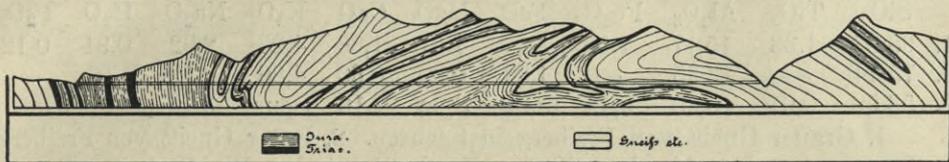


Fig. 385. Geologisches Profil längs der Achse des Simplontunnels. Nach C. Schmidt und H. Preiswerk.

Gneiß.

Mineralbestand. Man wendet den Namen Gneiß auf deutlich kristalline, schieferige, feldspatführende Gesteine an, deren sonstige mineralische Natur recht wechselt. Meist tritt Quarz heraus. Glimmergneiße führen wie viele Granite als mit bloßem Auge erkennbare Gemengteile Feldspat, Quarz und Glimmer. Dazu kommen oft Hornblende, Granat, auch wohl Chlorit, Turmalin, Cordierit, Sillimanit, Titanit, Orthit, kohlige Gemengteile, zumeist mikroskopisch noch Apatit, Zirkon, Eisenerz (Magnetit oder Eisenglanz). Der Feldspat ist Kalifeldspat oder Albit, auch Mischfeldspat, der Glimmer Biotit oder Muskovit.

Arten. Man unterscheidet nach dem Feldspat bzw. Glimmer Orthoklasgneiß, Albitgneiß, Biotitgneiß, Muskovitgneiß, Muskovit-Biotitgneiß (Zweiglimmergneiß). Nach dem zum Teil sehr reichlichen Erscheinen besondrer Gemengteile bezeichnet man gewisse Gneiße als Hornblendegneiß, Augitgneiß (wozu auch die sog. Trappgranulite gerechnet wurden, vgl. S. 162), Granatgneiß (Beispiel sog. Kinzigit des Schwarzwaldes), Cordieritgneiß, Sillimanit-(Fibrolith-)gneiß, Epidotgneiß, Chloritgneiß, Graphitgneiß.

Sei noch vermerkt, daß die Hornblendegneiße zum Teil quarzfrei sind. Ihr Feldspat ist vielfach kalkreicher Plagioklas neben oder auch ohne Orthoklas. Die gelegentlich sehr reichlich vorhandene Hornblende hat dunkelgrüne bis schwarze Farbe. Oft findet man im Hornblendegneiß Granat und Titanit.

Nach der Struktur kennzeichnet man schieferigen Gneiß, Flasergneiß (Augengneiß), stängligen Gneiß, Streifengneiß, Schuppengneiß, körnigen Gneiß, Konglomeratgneiß u. a., Namen, die sich selbst erklären.

Das spezifische Gewicht der Glimmergneiße ist wie bei Graniten 2,6—2,73. Die chemische Zusammensetzung der Gneiße wechselt stark.

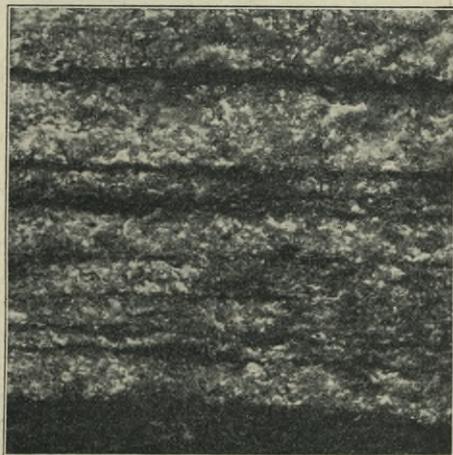


Fig. 386. Gneiß. Närke (Norwegen).

H. Rosenbusch hat versucht, mit Hilfe der chemischen Zusammensetzung (die als bei der Umwandlung nicht verändert betrachtet wird)¹⁾ Schlüsse auf die ursprüngliche Natur des Materials zu machen, und scheidet die von Eruptivgesteinen (z. B. Granit, Syenit) abgeleiteten Gneise als Orthogneise von den aus Sedimenten (z. B. Sandsteinen, Ton-schiefern) entstandenen Paragneisen. Man hat die entsprechenden Gesteine auch Eruptiv-gneise und Sedimentgneise genannt.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
1.	68,03	1,33	15,17	1,15	3,17	1,31	1,86	4,23	2,92	0,91	0,12
2.	75,74	—	13,25	—	1,84	0,39	0,60	4,86	2,12	1,01	—
3.	53,59	0,91	9,60	9,44	15,62	Spur	7,16	Spur	3,12	—	—

1. Grauer Gneiß von Freiberg in Sachsen. 2. Roter Gneiß von Freiberg in Sachsen. 3. Hornblendegneiß von Fürth (Bayrischer Wald).

Vorkommen. Gneise sind außerordentlich verbreitet, ja wahrscheinlich rund um die Erde vorhanden. Von Gneißbezirken in Deutschland seien

erwähnt Vogesen, Schwarzwald, Odenwald, Spessart, Fichtelgebirge, Erzgebirge (Biotitgneise des Erzgebirges sind, wie Beck durch Übergänge und Einschlüsse erwies, Granite, ebenso die Muskovitgneise des genannten Bezirkes), Bayrischer Wald, Thüringen, Riesengebirge, von sonstigen gneißreichen Ländern Skandinavien, Finnland, Schottland, Brasilien, Kanada.

Verwendung. Die technische Benutzung des Gneißes beruht zum Teil auf seiner leichten Teil-



Fig. 387. Gneißgipfel des Finsteraarhorn. Wehrli phot.

barkeit, welche die unmittelbare Gewinnung von Platten für Bürgersteige, zum Dachdecken, Hausbelag usw. gestattet. Gegen Granit tritt der Gneiß als Baumaterial zurück. Als Pflasterstein ist er im allgemeinen nicht zu gebrauchen, hingegen als Straßenbaumaterial, Schotter für Wege und Eisenbahnbettungen verwendbar. Bei ausgeprägt schieferigem Gefüge liegt die Gefahr der schnellen Frostzerstörung vor. Kommt der Gneiß in seinem Gefüge dem Granit nahe, so kann er natürlich wie dieser verwandt werden.

Glimmerschiefer.

Mineralbestand und Arten. Die wesentlichen mit bloßem Auge sichtbaren Gemengteile sind Glimmer und Quarz. Dabei setzt die Bezeichnung Glimmerschiefer eine mit bloßem Auge erkennbare Ausbildung des Glimmers voraus. Vor allem dieses Mineral gibt dem Gestein sein Gepräge.

Gegenüber den Gneisen ist auf das Fehlen (bzw. sehr starke Zurücktreten) des Feldspats bei dem Glimmerschiefern hinzuweisen. Von den Phylliten trennt sie (natürlich unscharf) die bedeutendere Größe der Bestandteile.

Der Glimmer ist Muskovit oder Biotit, gelegentlich Paragonit, wonach man Muskovitschiefer, Biotitschiefer, Muskovit-Biotitschiefer

¹⁾ Durchgehend richtig ist diese Annahme nach der Überzeugung anderer nicht. Reinisch beobachtete z. B. bei kataklastischen Graniten eine Verminderung an SiO₂, Na₂O, CaO eine Zunahme von Al₂O₃, K₂O, H₂O, ähnliches auch bei Diabasen.

(Zweiglimmerschiefer), Paragonitschiefer (ev. Biotitparagonitschiefer) unterscheidet. Zu diesen Mineralien kommen gelegentlich Granat, Hornblende, z. B. in den Garbenschiefern des St. Gotthard, auch Glaukophan, Turmalin, Staurolith, Andalusit, Cyanit (Disthen), Epidot, Graphit, Kalkspat u. a., wonach man wie beim Gneiß besondere Arten kennzeichnet. Zum Gneiß leitet der Gneißglimmerschiefer über. Wie beim Gneiß hat man auch hier Konglomeratschiefer, so bei Bergen und bei Westana in Schonen. Unter dem Mikroskop findet man wohl stets etwas Turmalin, auch treten immer Eisenerze (Eisenglanz oder Magnetit) hervor. Der sog. Eisenglimmer kann sich so stark geltend machen, daß man von Eisenglimmerschiefer (Itabirit) spricht. Ferner erscheinen im Schriff öfter Apatit, Zirkon und Rutil.

Das spezifische Gewicht von Glimmerschiefern schwankt nach dem Verhältnis von Quarz (spezifisches Gewicht 2,65), Glimmer (spezifisches Gewicht bei Muskovit 2,8—2,9, bei Biotit bis 3,1 und der Nebenbestandteile (Granat 3,2—4,3).

Die chemische Zusammensetzung wechselt so stark mit dem Vorwalten des einen oder andern der beiden Hauptgemengteile (Quarz SiO_2 100%, Muskovit mit etwa 46% bzw. Biotit mit etwa 40% SiO_2) und mit der Natur der begleitenden Mineralien, daß Analysen zur allgemeinen Charakterisierung der Gesteine hier nicht herangezogen zu werden brauchen.

Die Struktur ist oft ausgesprochen schieferig, gelegentlich flaserig. Auf dem Hauptbruch tritt nur der Glimmer heraus, auch auf Querbrüchen ist der Quarz oft recht versteckt, weil der Glimmer die linsenförmigen Quarz-Aggregate ganz umhüllt. Nicht selten stellt sich der Quarz in größeren Bestandsmassen zwischen den Glimmerlagern ein. Recht oft trifft man Glimmerschiefer gefältelt und gefaltet, geknickt und gestaucht.

Sei noch vermerkt, daß bei einigen auch als Glimmerschiefer bezeichneten Gesteinen ein schieferiges Gefüge sich wenig merklich macht, so beim Paragonitschiefer der Alpen.

Im mikroskopischen Bilde tritt die Schieferstruktur der Glimmerschiefer auf Querschliffen natürlich klar heraus (Fig. 388). Einsprenglinge enthalten oft außerordentlich viel Einschlüsse, in der Art wie man es bei Kontaktgesteinen zu sehen gewohnt ist. Von Interesse ist auch die Erscheinung, daß die Lagenstruktur um große Kristalle nicht herum biegt sondern, angezeigt durch Einschlußbänder, durch sie hindurchgeht (Durchbänderungsstruktur), wie man es gleichfalls bei kontaktmetamorphen Gesteinen findet.

Die Verbreitung der Glimmerschiefer ist außerordentlich groß. Es sei auf Gneiß verwiesen, den sie begleiten. Paragonitschiefer mit schönen Staurolithen und Cyaniten sind vom Südbahne des St. Gotthard bekannt.

Die nicht so sehr bedeutende technische Verwendung des Glimmerschiefers gleicht der schieferigen Gneißes.

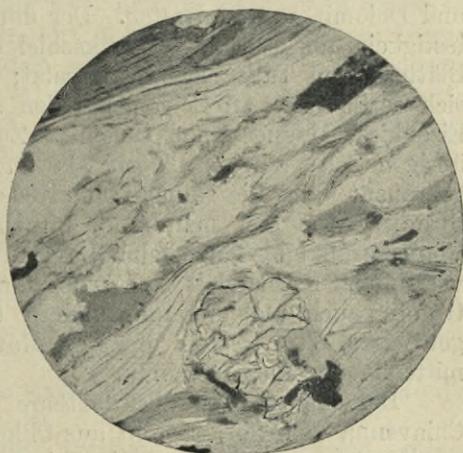


Fig. 388. Glimmerschiefer mit Granat.
Wielschtal (Erzgebirge).

Glimmer in hellen und dunklen Streifen, dazwischen Quarz, unten Granat.

Anhang. Durch Zurücktreten und schließliche Abwesenheit des Glimmers gehen Glimmerschiefer in Quarzitschiefer und Quarzite über, durch Zunahme des Kalkspats (Kalkglimmerschiefer) in Marmor.

Erwähnenswert ist an dieser Stelle der sog. Dattelquarz von Krummendorf bei Strehlen in Schlesien, der ein durch Gebirgsdruck umgeändertes Quarzkonglomerat vorstellt.

Die Quarzschiefer und Quarzite sind in Gneiß- und Glimmerschiefergebieten sehr verbreitet.

Chlorit- und Talkschiefer.

Sie bestehen, wie der Name sagt, hauptsächlich aus Chlorit bzw. Talk (Mineralbeschreibung S. 83). Auch hat man Übergänge zwischen beiden Gesteinen. Der Chloritschiefer weist grüne Blättchen von Chlorit auf, zwischen denen häufig Magnet Eisen, zuweilen in schönen großen Oktaedern, seltener Hornblende (gern als Strahlstein), Epidot, auch Kalkspat, Magnesit und Dolomit u. a. auftreten. Der durch seine Unschmelzbarkeit und Säurefestigkeit ausgezeichnete Talkschiefer ist aus weißlichen oder grünlichen Blättern von Talk zusammengesetzt; er besitzt sehr geringe Härte und fühlt sich fettig an. An Beigemengteilen seien erwähnt Hornblende, Magnet Eisen, Eisenkies, Magnesit und Dolomit. Zuweilen kommt Olivin in Talk vor. Im übrigen tritt sowohl Chlorit als auch Talk gelegentlich massig auf. Man gebraucht dann die Namen Chloritfels, Talkfels. Ein solcher Talkfels ist der Speckstein, den man z. B. im Urkalk zwischen Phyllit und Granit bei Göpfersgrün und Thiersheim (Bayern) in kleinen Lagen findet, die in Kaolin verlaufen. Es handelt sich wohl um thermale Umwandlungserzeugnisse aus Granit, auch Dolomit und andern Gesteinen. 1905 wurden dort 1200 t gewonnen. Das Gestein dient als Material für Gasbrenner und als Isolationsmittel in der Elektrotechnik.

Der milde, leicht bearbeitbare Topfstein (Lavezstein, Giltstein) von Chiavenna (Schweiz) besteht aus Chlorit und Talk nebst wechselnden Mengen von Karbonaten, der uralische Listwänit enthält Talk und Karbonate von Kalzium, Magnesium, auch von Eisen sowie öfter Quarz.

Bekannte Vorkommnisse von Chlorit- und Talkschiefern liegen in den östlichen Alpen, auch am St. Gotthard, im Ural, in Kanada, Brasilien und andern Orten. Manche sog. Chloritschiefer sind Gangbildungen in Serpentin, auch Randbildungen dieses Gesteins (so in den Alpen). Es ist wahrscheinlich, daß viele sog. Talkschiefer Serizitschiefer sind, wie denn überhaupt gerade die Chlorit- und Talkgesteine noch weit eingehenderer Forschungen bedürfen. In der Hinsicht sei auf die Bemerkungen über Chloritgesteine bei der Erörterung des Serpentin (S. 161) hingewiesen.

Phyllit.

Die Phyllite schließen sich unmittelbar an die Tonschiefer (S. 248) an, gegenüber welchen sie durch makroskopisch deutlich kristalline Struktur ausgezeichnet sind. Ihre Schieferfläche trägt einen glimmerigen Glanz (Glanz-schiefer). In ihrer wesentlichen Zusammensetzung (Glimmer und Quarz) stimmen sie mit den Glimmerschiefern überein. Feldspat ist spärlich vorhanden. Etwas Chlorit gesellt sich hinzu, ebenso Eisenerze. Wie im Tonschiefer erscheinen Rutil, Turmalin, Granat, Eisenkies, kohlige Substanzen, auch Graphit. Phyllite sind mannigfach grünlich, bläulich, grau, gelblich oder rötlich gefärbt.

An Abarten sind außer gewöhnlichen Phylliten folgende zu erwähnen. Serizitschiefer des Taunus, auch des Harzes, mit weißem bis ölgrünem, makroskopisch deutlich heraustretendem Serizit (Muskovit).

Chloritoidschiefer. Sie enthalten sog. Sprödglimmer, der Ottrelithschiefer insbesondere Ottrelith. Feldspatphyllite weisen Albit oder Orthoklas oft einsprenglingsartig auf. Entsprechend sind die Namen Quarzphyllit, Granatphyllit, Magnetitphyllit, Pyritphyllit, Kalkphyllit leicht deutbar.

Die Phyllite sind weit verbreitet, z. B. im Archaikum des Erzgebirges, Fichtelgebirges usw.; sie finden sich aber auch reichlich in paläozoischen Schichten, z. B. des Taunus, der Ardennen und in jüngern Formationen.

Einlagerungen in den kristallinen Schiefnern.

Silikatische Einlagerungen.

Hornblendegesteine. Recht häufig trifft man in kristallinen Schiefnern Einlagerungen von Hornblendegesteinen mit entweder deutlich schieferiger Struktur oder nur mit Andeutungen einer solchen bzw. mit richtungslosem Gefüge. Entweder sind diese Gesteine im wesentlichen feldspatfrei (Strahlsteinschiefer, Hornblendeschiefer, Nephrit [für Steinwaffen oft gebraucht], Hornblendefels), oder feldspathaltig (Amphibolit). Der Feldspat der Amphibolite ist ein Natronkalkplagioklas. Häufig stellen sich, besonders bei der letztgenannten Gruppe, Übergemengteile wie Granat ein.

Die Farben der Hornblendegesteine wechseln von Lichtgrün bis Schwarzgrün. Die Glieder einer seltenern Gruppe, die Glaukophangesteine, haben blaue, blaugraue bis grünblaue Färbung.

Hornblendegesteine sind wohl aus allen Gebieten kristalliner Schiefer bekannt.

Die massigen Amphibolite sind oft recht zähe Gesteine, z. B. schwierig zu sprengen.

Augitgesteine. Eklogite heißen gewisse farbenprächtige, meist recht grobkörnige Gesteine, die aus grünem Augit (sog. Omphazit) und rotem Granat bestehen. Dazu, oder auch an Stelle des Omphazits, treten gelegentlich Hornblenden. Heller Glimmer erhöht zuweilen die Schönheit des Materials. Es sind vielleicht aus Gabbro entstandene Kontaktprodukte. Berühmte Vorkommnisse finden sich bei Eppenreuth, Stambach u. a. O. im Fichtelgebirge. Eine große Mannigfaltigkeit mit Eklogit zusammen vorkommender Gesteine hat man am Gr. Venediger getroffen [Hornblendeeklogit (zum Teil Glaukophaneklogit) mit Übergängen in Hornblendeschiefer auch in Glimmerschiefer, Epidosite und in Marmor]. Durch Zurücktreten des Granats entstehen Omphazitschiefer und Omphazitfelse, erstere schieferig, letztere richtungslos gefügt. Von andern Augitgesteinen seien noch kurz erwähnt Erlanfels, ein lichtgrünliches, dichtes Gestein im Gneiß zwischen Grünstädtel und Crandorf im Erzgebirge; Malakolithfels, ein weißer Augitfels von Ober-Rochlitz am Riesengebirge.

Gelegentlich haben sich auch andre Mineralien, die sonst akzessorisch vorkommen, in Menge zu förmlichen Gesteinen zusammengefunden, so daß man z. B. gelegentlich von Granatfels, Epidotfels (Epidosit) sprechen kann.

Serpentin. Diese Gesteine bestehen ihrem Namen entsprechend wesentlich aus Serpentin; sie enthalten auch oft Olivin, Bronzit, Diallag,

Diopsid sowie Hornblende, aus welchen Mineralien, besonders aus Olivin, der Serpentin hervorgegangen ist. Fernerhin erkennt man in ihnen vielfach Chlorit, Granat, wohl immer Eisenerze (Magnetit) und auch andre Spinelle (Chromeisenerz gelegentlich in größeren Nestern). Die Serpentine sind von dichtem Gefüge, grünlich-schwärzlich, auch gelblich oder bräunlich gefärbt, oft fleckig und streifig gezeichnet. Sie erscheinen vielfach massig, in andern Fällen schieferig. Ihre Härte ist gering, was die Bearbeitung erleichtert. Durch Verwitterung neben Serpentin entstandener Opal durchtränkt gelegentlich das Gestein und veranlaßt dann größere Härte.

Die in Rede stehenden Gesteine besitzen ein spezifisches Gewicht von 2,5—2,7, das durch Beimengung schwerer Mineralien aber auch höher wird.

In ihrer chemischen Zusammensetzung sind sie durch niedrigen Gehalt an Kieselsäure (40—44 %), nur geringe Mengen von Tonerde, Kalk und Alkalien sowie durch Reichtum an Magnesia (30—47 %) und Wasser (bis 13 %) gekennzeichnet. Vgl. Peridotit S. 160.

Man findet Serpentine stellenweise häufig in Gneißgebieten, so im Fichtelgebirge, in Tirol und Norwegen. In uralischem Serpentin (bei Solowjow) hat man das Muttergestein des Platin erkannt. Vielfach wird man bei ihnen mit Eruptivgesteinen zu tun haben.

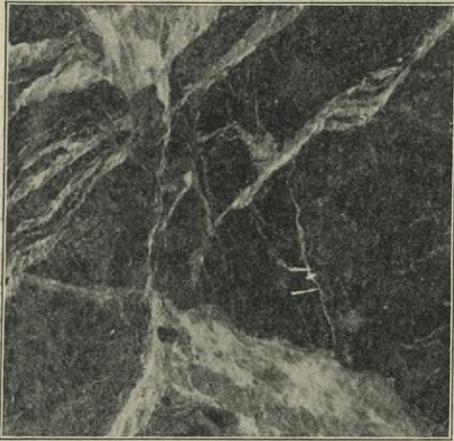


Fig. 389. Mylonitischer Serpentin mit Kalkspatgängen.
Polierte Platte

Karbonatische Einlagerungen.

Marmor, körniger Dolomit, Spateisenstein, die alle drei als Einlagerungen in kristallinen Schiefen vorkommen, sind bereits S. 263, 270 und 278 geschildert worden.

Oxydische Einlagerungen.

Magneteisenerz und Eisenglanz. Auch diese wichtigen Erze sind schon früher abgehandelt (S. 279).

Schmirgel (Smirgel). Der wesentlich aus feinkörnigem Korund bestehende, bläulichgraue oder bräunliche Schmirgel enthält mehr oder minder reichlich Magneteisenerz, auch Eisenglanz, ferner weiße Glimmerblättchen (sog. Margarit) beigemengt. Unter dem Mikroskop erscheinen zuweilen noch mancherlei andre Mineralien, so Turmalin und Staurolith.

Einlagerungen in kristallinen Schiefen bildet der Schmirgel z. B. bei Schwarzenberg im Erzgebirge, auf den Inseln Naxos und Samos, in Kleinasien sowie bei Chester in Massachusetts.

Verwendung findet Schmirgel als Schleifmittel.

Sulfidische Einlagerungen sind S. 282 gekennzeichnet.

N a c h t r ä g e.

1. In bezug auf die Erscheinungen der Kontaktmetamorphose an Kalkstein (Umwandlung zu Marmor) sei noch auf die Versuche insbesondere von Becker hingewiesen, aus denen hervorgeht, daß die Marmorisierung durch reine Thermometamorphose (also unter Ausschluß von Lösungen) hervorgerufen werden kann. Besonders lehrreich sind Erfahrungen an durch Druck zu Stein verdichtetem Kalkspatpulver, das breccienartig aus Kalkspattrümmern und Kalkspatgrus besteht (Fig. 390). Beim Erhitzen unter Kohlensäuredruck kommt

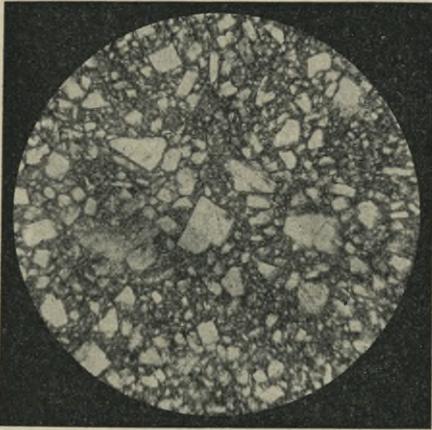


Fig. 390. Isländer Kalkspat gepulvert und zu einem Stein gepreßt, breccienartig aus größern Bruchstücken und grusigem Bindemittel bestehend.

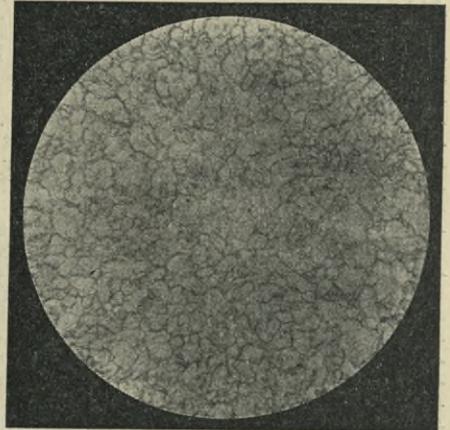


Fig. 391 Die Breccie der Fig. 390 marmorisiert durch Erhitzung auf 1100° unter Kohlensäuredruck.

es zu einer gleichmäßigen Körnung nach Art des Marmorgefüges: nicht nur haben sich die Grusteilchen zu größern Individuen vereinigt, sondern auch die großen Kalkspatbruchstücke sind zu mittelkörnigen verwandelt. Es ist also eine Egalisierung der Korngröße eingetreten (Fig. 391). (Unveröffentlichte Beobachtungen von F. Rinne und H. E. Boeke.)

2. E. Kalkowsky untersuchte sehr eingehend die Oolithe des norddeutschen Buntsandsteins und kam zur Meinung, daß sie pflanzlichen Ursprungs seien. Die Kügelchen des Rogensteins nennt er Ooide. Neben diesen Bildungen kommen eigenartige Napfsteine (Stromatolithe) vor mit (im Gegensatz zum zentrischen Aufbau der Ooide) mehr oder minder ebener, feinschichtiger Struktur.

3. Da bei Staßfurt der graue Salzton auch deszendente Salze bedeckt, welch letztere also eine Auflösung älterer Salzablagerungen anzeigen, so ist wohl möglich, daß das Profil einst vollständig war und die ganze Carnallitregion, vielleicht auch die Bischofitregion umfaßte. Letztere und der obere Teil der Carnallitzone fielen der Auflösung zum Opfer. (H. E. Boeke.)

XII. Register.

Bemerkung. Im Register sind nur die Familiennamen der Gesteine angeführt, so Granit, Syenit, Gneiß usw. Arten innerhalb solcher Gruppen, z. B. Biotitgranit, Hornblendesyenit, Graphitgneiß usw. werden leicht im Text bei der betreffenden Gesteinsfamilie gefunden.

- | | | |
|---|---|--|
| <p>Abbildung von Dünnschliffen 58
 Ablation 194
 Abnutzung 98
 Abnutzbarkeitsprobe 100, 62
 Abrasion 208
 Abraum 97, 195
 Abraumsalze = Kalisalze 258
 Absanden 104
 Abschuppen 104, 213
 Absonderung der Eruptivgesteine 36
 Absonderung der Sedimentgesteine 39
 Abyssische Gesteine 145
 Achsen, optische 48, 49
 Ackerkrume 238
 Adern 75
 Adinole 183, 276
 Adular 76
 Aegirin 86
 Aeolische Sedimente 12, 194
 Africano 265
 Agents minéralisateurs 130
 Agglomerattuffe 132
 Akmit 86
 Aktinolith 86
 Aktinolithschiefer = Strahlsteinschiefer 309
 Akzessorische Bestandmassen 74
 Akzessorische Gemengteile 74
 Alabaster 95, 256
 Alaskit 162
 Alaunschiefer 249
 Alaunton 233
 Albit 78
 Allanit 90
 Allochromatisch 112
 Allothigen 74
 Allotriomorph 69
 Alm 268
 Almandin 88
 Alnöit 187
 Alter der Eruptivgesteine 18, 147
 Altersfolge der Sedimentgesteine 18</p> | <p>Aluminium, mikrochemischer Nachweis 61
 Amorphe Körper, optische Charakteristik 46, 48, 53
 Amphibol und abgeleitete Namen s. Hornblende
 Amphibolit 309
 Analysator 46
 Anamesit 178
 Anatas 91
 Andalusit 89
 Andesin 78
 Andesit 176
 Andesittuff 176
 Anhydrit 94, 256
 Anisotrop 46
 Anorthit 78
 Anorthoklas 79
 Anorthosit 159
 Anthophyllit 86
 Anthrazit 292
 Anthrakonit 266
 Antigorit 83
 Apatit 92
 Aplit 163
 Apophyse 6
 Aragonit 94
 Arkose 244
 Arfvedsonit 87
 Asar 230
 Asbest 83, 86, 161
 Asche, dolomitische 271
 Asche, vulkanische 181
 Aschenstruktur 140
 Aschentuffe 132
 Asphalt 295
 Asphaltkalkstein 266
 Atmosphäre 1
 Atoll 262
 Aufbereitung 229
 Augenstruktur 304
 Augit 84
 Augitfels 159
 Augitit 186
 Augitporphyrit 182
 Ausblühungen 105
 Ausgehendes 24
 Auskeilen 15</p> | <p>Auslaugung 199
 Anlöschungslage 47
 Ausscheidungssediment 11, 249
 Auswurfmassen 131
 Authigen 74
 Automorph 69
 Axolith 140</p> <p>Backkohle 292
 Balkeneisen 188
 Bandeisen 189
 Bandschiefer 183
 Bank 13
 Barchan 231
 Bardiglio 264
 Barranco 11
 Baryt 94, 257
 Basalt 177, 185
 Basaltglas 178
 Basalttuff 179
 Basaltvitrophyr 178
 Basaltwacke 179
 Basanit 185
 Basische Eruptive 114
 Bastit 84
 Batholithe 145
 Batholithporphyr 146, 161
 Bearbeitbarkeit 98
 Beauxit 179, 201
 Beckesche Linie 45
 Behrens, mikrochemisches Verfahren 60
 Belastungsschieferung 41
 Bergfeuchtigkeit 99
 Bergstürze 216
 Bergteer 296
 Bernstein 296
 Beton 243
 Bestandmassen, akzessorische 74
 Bestandteile der Gesteine 68
 Besteg 13
 Bianco chiaro ordinario 264
 Biegefestigkeit 103
 Bienenwabenstruktur 167
 Bimsstein 133, 170</p> |
|---|---|--|

- Bimssteintuff 132
 Binnensee 206
 Biotit 82
 Biotitschiefer 306
 Bitumen 295
 Blackband 278
 Blasenschiefer 271
 Bläsig-Struktur 133
 Blätterstein 133, 182
 Blattverschiebung 30
 Blauschlamm 233
 Bleisand 228
 Blocklava 140
 Blöcke, vulkanische 131
 Boдеgang 167
 Boden 238
 Bodenskelett 238
 Boghead-Kohle 294
 Bohnerz 280
 Bohrer 239
 Bolus 233
 Bomben, vulkanische 131
 Bonebed 241
 Borazit 259
 Boraxseen 206
 Boricky, mikrochemisches
 Verfahren 60
 Bostonit 187
 Brandfestigkeit 110
 Brandschiefer 248, 295
 Brauneisenstein 92, 280
 Braunkohle 292
 Braunstein 281
 Breccie 241, Eruptivbreccie
 144, Explosionsbreccie 144
 Breccienstruktur 144
 Brechungsexponent 45
 Bronzit 84
 Bronzilit 161
 Bruchfestigkeit 100
 Bruchfeuchtigkeit 99
 Bruchflächenbeschaffenheit
 111
 Bühne 223
 Bytownit 78
- C** siehe auch unter **K**
- Calcit** 93
Calciphyr 263
Caldera 11
Calice 260
Camptonit 163
Cannel-, candle coal 292
Cañon 209
Carnallit 95, 259
Carnallit 260
Cementit 192
Chalzedon 76
Chamosit 83, 280
Charakter, optischer, Be-
stimmung desselben 51, 57
Chemische Trennung der
Gemengteile 66
Chemische Zusammensetzung
der Eruptive 113
Chiastolith 89
Chiastolithschiefer 165
Chilesalpete 260
- Chlor, mikrochemischer**
Nachweis 61
Chlorit 83
Chloritbildung 201
Chloritschiefer 308
Chloritische Schiefer 182
Chloritoidschiefer 309
Chondren 139, 190
Chromisenstein 91, 160
Chromit 91
Chrysotil 83, 161
Cipollino 263
Coelestin 94
Cohenit 96, 187
Cordierit 88
Cortlandit 160
Cyanit 89
- Dach** 13
Dachschiefer 248
Daubrélith 187
Dazit 176
Darg 291
Dattelquarz 308
Decke 8
Deckenfalten 25
Delta 221
Dendrite 69, 265
Densosit 183
Diabas 181
Diabashornfels 166
Diabasisch körnig 135
Diabasmandelstein 182
Diabasporyrhit 182
Diabasschiefer 182
Diabastuff 182
Diagenese 225
Diagonalschichtung 15
Diallag 85
Diallagit 161
Diatomeen 274, 276
Diatomeenschlamm 234
Dichroismus 52
Dichtigkeitsgrad 103
Differenzierungen der Erup-
tivgesteine 115
Dinassteine 275
Diopsid 85
Diorit 156
Dioritporphyrit 161
Diskordante Lagerung 22
Dislokationen 21
Dislokationsmetamorphismus
= Dynamometamorphis-
mus 20, 40, 302, Kataklas-
struktur 143
Dispersion der optischen
Achsen 56
Dispersion der Mittellinien
bzw. Achsenebenen 57
Disthen 89
Detroit 156
Divergentstrahlig körnig 135
Dolerit 178
Dolinen 198
Dolomit 93, 270
Dolomitasche 271
Dolomitisierung 202, 227
- Dolomitmarmor** 270
Dolomitsand 271
Doppelbrechung 46, positive
 bzw. negative 51, 57
Drehapparat 50
Dreikanter 212
Druckfestigkeit 100
Druckmetamorphose = Dy-
namometamorphose 20, 40,
 302, Kataklasstruktur 143
Druckschieferung 40
Drumlin 230
Druse 75
Duckstein 174
Dünen 231
Dünnschliff 43
Dunit 160
Dynamometamorphose 20, 40,
 302, Kataklasstruktur 143
Dysodil 292
- Effusivgesteine** 145, 168
Effusivperiode 137
Einfache Gesteine 74
Einschlüsse in den Gemeng-
teilen 73
Einsprengling 136
Einteilung der Gesteine 2, der
 Eruptive 145, der Plutonite
 148, der Vulkanite 169,
 der Sedimente 228
Eis 92, 283
Eisen 96, 187
Eisen, mikrochem. Nachweis 61
Eisenerze, Lagerstätten in
 Eruptivgesteinen 141
Eisenerzsedimente 241, 243,
 278
Eisenglanz 91, 279
Eisenglimmerschiefer 279, 307
Eisenkalkstein 267
Eisenkies 92, 282
Eisenspat 94, 278
Eiserner Hut 203
Eklogit 166, 309
Eläolith 81
Eläolithleuzitporphyr 175
Eläolithporphyr 175
Eläolithsyenit 156
Eläolithsyenitporphyr 161
Elastizitätsachsen, optische
 50
Endomorphe Kontaktterschei-
nungen 167
Endogene Einschlüsse 142
Enstatit 84
Entglasung 119
Entkalken 227
Entmischung 116
Entsalzen 227
Epidiabas 182
Epidiorit 182
Epidosit 309
Epidot 90
Epidotbildung 202
Epidotfels 309
Epurée 295
Erbsenstein 267

- Erdbeben 33
 Erde, allgemeiner Aufbau 1
 Erdfälle 199
 Erdöl 296
 Erdpech 295
 Erdpyramiden 209
 Erdwachs 296
 Ergußgesteine 145
 Erlanfels 309
 Erosion 194
 Erratische Blöcke 232
 Erstarrung von Schmelzflüssen 115, 121
 Eruptivgesteine 2, 113
 Erzschiefer 141
 Essexit 158
 Eutektische Mischung 122
 Exomorphe Kontakterscheinungen 164
 Explosionsröhren 3
- Fährteneindrücke 14
 Fahlband 282, 304
 Fallen 31
 Falllinie 31
 Falte 23
 Faltenwurzel 24
 Farbe 111
 Farbenschiller 112
 Faulschlamm 291
 Fayalit 87
 Fazettengerölle 212
 Faziesbildung der Eruptivgesteine 117, 141
 Feinerde 238
 Feldspatbasalt 177
 Feldspatgruppe 76
 Feldspatporphyr 172
 Felsenmeere 152
 Felsit 170
 Ferrit 192
 Festigkeit 100
 Feuerfestigkeit 110
 Feuerstein 76, 276
 Filone maestro 152
 Fior di persico 265
 Findling 232
 Firneis 286
 Fladen 131
 Fladenlava 140
 Flammenmergel 273
 Flammenreaktionen 61
 Flaserstruktur 304
 Flasergabbro 159
 Flächengerölle 212
 Fleckschiefer 165
 Flexur 23
 Flint 76, 276
 Flötz = Flöz 13
 Fluktuationsstruktur 140
 Flüssigkeitseinschlüsse 67
 Fluidalstruktur 140
 Fluorit 96, 260
 Flußspat 96, 260
 Flußstruktur 140
 Fluvio-glaciale Bildungen 231
 Forellenstein 159
 Formationen 18
- Formsand 228
 Forsterit 87
 Fossil 17
 Foyait 156
 Frostbeständigkeit 104
 Frostzerstörung 104, 209
 Fruchtschiefer 165
 Fülleisen 189
 Fumarolen 120, 168
- Gabbro** 157
 Gabbroporphyr 161
 Galmeibildung 202
 Gänge 5, 17, gemischte 142
 Gagat 294
 Gang 5, 17
 Gangfolge 146
 Ganggesteine 145
 Gang-Schizolithe 146, 162
 Gangstock 6
 Ganister 275
 Garbenschiefer 165, 307
 Gare 38, 152
 Gebirgsdruck, Veränderungen durch 20, 40, 302
 Gebirgsrost 24
 Gehängeschutt 216
 Gelenkquarzit 274
 Gemengte Gesteine 74
 Gemengteile der Gesteine 75
 Gemengte Gänge 142
 Geode 75
 Geologische Erscheinung der Eruptivgesteine 2
 Geologische Erscheinung der Sedimentgesteine 11
 Geologische Erscheinung der kristallinen Schiefer 19
 Geologische Formationen 18
 Geologische Klippen 16
 Geometrische Gesteinsanalyse 67
 Gerölle 228
 Geschiebemergel 210, 230
 Gesteinsformeln 114
 Gewicht, spez. Bestimmung desselben 64, 103
 Gewinnbarkeit der Gesteine 96
 Giallo 265
 Gips 94, 256
 Gipsblättchen v. Rot 1. O. 50
 Gipsmergel 273
 Gilstein 308
 Glanzschiefer 308
 Glas, spez. Gewicht 130
 Glaseinschlüsse 73
 Glaskopf, roter 279
 schwarzer 280
 Glauberit 253
 Glaukonit 83
 Glaukophan 87, 309
 Gleichmäßig-körnige Struktur 134
 Gletscherablagerungen 230
 Gletschereis 286
 Gletscherschliffe 210
 Gletscherschrammen 210
- Glimmergruppe 82
 Glimmerschiefer 306
 Globigerinenschlamm 234
 Globulit 71
 Glühen der Dünnschliffe 61
 Gneiß 305
 Goudron 295
 Graben 28
 Grammatit = Tremolit 86
 Granat 88
 Granatfels 309
 Grand 228
 Granit 148
 Granit, sog. belgischer 265
 Granitporphyr 161
 Granophyrisch 138
 Granulit 162
 Graphische Analysendarstellung 115
 Graphit 96, 287, 295
 Graphitit 96
 Grauwacke 243
 Grauwackenschiefer 244
 Greisen 168
 Griffelschiefer 249
 Grobkalk 266
 Grubenwasser 206
 Grünsand 234
 Grünschiefer 182
 Grünschlamm 233
 Grünsteinbildung 204
 Grundmasse 136
 Grundmoräne 210, 218, 230
 Guano 298
- Haken** 33
 Halit 260
 Hällefinta 170
 Hämatit 91, 279
 Härtegrad des Wassers 205
 Härteprobe 61
 Handstück 100
 Hangendes 14
 Harnisch 27
 Hartsalz 260
 Harzburgit 160
 Haselgebirge 257
 Hauptsalz 260
 Hauyn 82
 Hedenbergit 85
 Heizwert 291
 Herzynit 91
 Hexagonale Kristalle, optische Charakteristik 48, 53
 Höhlen 199
 Höhlenlehm 236
 Holokristallin 129
 Hornblende 86
 Hornblendefels 161, 309
 Hornblendeschiefer 309
 Hornfels 165
 Hornstein 275
 Horst 28
 Hyazinth 90
 Hyalin 72, 129
 Hyalit 76
 Hyalomelan 178

- Hyalopilitisch 139
 Hyalosiderit 87
 Hydratisierung 203
 Hydrosphäre 1
 Hypersthen 84
 Hypidiomorph-körnig 134
 Hypokristallin 129
- I**diochromatisch 111
 Idiomorph 69
 Ijolith 161
 Illuminator 59
 Ilmenit = Titaneisenerz 91
 Implikationsstruktur 138
 Indikatoren 64
 Injektionsmetamorphismus 165, 302
 Insolation 213
 Interferenzbilder 53
 Intermediäre Eruptive 114
 Intersertalstruktur 135
 Intratellurische Bildungen 137
 Intrusivlager 7
 Isolierung der Gemengteile 63
 Isotrop 46
 Itabirit 307
 Itacolumit 274
- J**adeit 86, 161
 Jaspis 275
 Jet 294
 Jodmethylen 64
- K**ainit 96
 Kainitit 260
 Kalifeldspate 76
 Kaliglimmer 82
 Kalisalze 258
 Kalium, mikrochemischer Nachweis 60
 Kaliumquecksilberjodid-lösung 64
 Kalkschiefer 249, 269, 308
 Kalksilikathornfels 166, 183
 Kalksinter 268
 Kalkspat 93
 Kalkstein 261
 Kalktuff 268
 Kalziphyr 263
 Kalzit 93
 Kalzium, mikrochemischer Nachweis 61
 Kamazit 188
 Kännelkohle 292
 Kaolin 83, 232
 Kaolinbildung 200
 Kar 211
 Karbonatbildung 202
 Karrenfelder 198
 Kataklastische Struktur 143
 Keratophyr 174
 Kersantit 163
 Kies 228
 Kieselgesteine 273
 Kieselgur 276
- Kieselschiefer 275
 Kieselsinter 276
 Kieserit 96, 259
 Kimberlit 160
 Kinzigit 305
 Klamm 209
 Klastische Sedimente 11, 228
 Klebschiefer 276
 Klinaugit 84
 Klingstein 174
 Klippen, geolog. 16
 Knallendes Gebirge 103
 Knistersalz 257
 Knotenglimmerschiefer 165
 Knotenfonschiefer 165
 Kochsalzkristall - Eindrücke 14
 Körnig 134
 Körnige Struktur, Entstehung 135
 Kohlen 287
 Kohleneisenstein 278
 Kohlensäure, flüssige, als Einschluß 73
 Kollektive Kristallisation 167, 300
 Kompakte Struktur 131
 Kompaß 32
 Konkordante Lagerung 15
 Konkretion 74, 226
 Konglomerat 243
 Kontakterscheinungen an plutonischen Gesteinen 163, endomorphe 167, exomorphe 163, pneumatolytische 168
 Kontakterscheinungen an Basalt 181
 Kontakterscheinungen an Diabas 183
 Kontakthof 164
 Kontaktmetamorphismus 163, 302
 Kontaktstruktur 167
 Kropolith 277
 Korallenriffe 262
 Korrasion 194
 Korrosion, magmatische 69
 Kramenzel 266
 Kreide 269
 Kreuzschichtung = Diagonalschichtung 15
 Kristallgerippe 69
 Kristalline Schiefer 298
 Kristallisationsprozeß bei Eruptivgesteinen 121
 Kristallisationschieferung 300
 Kristallite 71
 Kristalloblastische Struktur 304
 Kristallskelette 69
 Kristallsystem, optische Bestimmung 48
 Kristalltuffe 132
 Krugit 253
 Kryolith 168, 260
 Kupferschiefer 273
 Küstenschlamm 233
- L**abrador 78
 Labradorporphyrit 182
 Lagerstruktur 12
 Lager 8
 Lagergang 6
 Lagerungsformen der Gesteine 2
 Lagerungsstörungen 21, 33
 Lahporphyrit 174
 Lakkolith 5
 Lamprophyrit 163
 Langbeinit 96
 Lapilli 131
 Laterit 237
 Lateritbildung 201
 Lava 7
 Lavestein 308
 Lehm 236
 Leimen 199
 Leitfossil 18
 Lepidomelan 82
 Letten 248
 Lettenschiefer 248
 Leukokrat 130
 Leukoxen = Titanit 90
 Leuzit 80
 Leuzitbasalt 185
 Leuzitbasanit 185
 Leuziteläolithporphyrit 175
 Leuzitit 185
 Leuzitphonolith 175
 Leuzitporphyrit 174
 Leuzitsyenit 156
 Leuzitsyenitporphyrit 161
 Leuzittephrit 185
 Leuzittrachyt 175
 Lherzolith 160
 Lieberitporphyrit 175
 Liegendes 14
 Lignit 292
 Limburgit 186
 Limonit 92, 280
 Liparit 169
 Liparittuff 170
 Listwänit 308
 Lithographischer Stein 269
 Lithosphäre 1
 Lithophyse 139
 Litoralabsatz 222
 Lose 37
 Löß 237
 Lößkindel, Lößpuppen 237
 Longulit 71
 Luftdurchlässigkeit 108
 Luftarrat 24
 Lumachello 265
 Luxullianit 168
 Lychnites 264
 Lydit 275
- M**aar 10
 Mächtigkeit 13
 Magna 2
 Magmabasalt = Limburgit 186
 Magmatische Korrosion 69
 Magmscheidung 116
 Magnesiaeisenglimmer 82
 Magnesiaalze 249, 258

- Magnesium, mikrochemischer Nachweis 61
 Magnesit 93, 272
 Magnetisenerz 91, 141, 279
 Magnetisensand 229
 Magnetisensstein 91, 141, 279
 Magnetische Trennung 66
 Magnetit 91, 141, 279
 Magnetkies 92, 282
 Malakolith 85
 Malakolithfels 309
 Malehit 187
 Mandel 75
 Mandelstein 133, 182
 Manganerze 281
 Manganknollen 234
 Mangrovesümpfe 222
 Margarit 71
 Marienglas 257
 Markasit 92
 Marmor 263
 Martensit 192
 Massenverschiebung 24
 Massig 32
 Mastix 295
 Masut 297
 Mauersalpeter 105
 Meerschäum 161
 Meerwasser 206
 Melanit 88
 Melanokrat 130
 Melaphyr 181
 Melilith 81
 Melilithbasalt 186
 Mengenverhältnis 67
 Menilit 76
 Mergel 272
 Mesosiderit 187
 Metallsphäre 1
 Metamorphose, Dynamometamorphose 20, 40, 302, Injektionsmetamorphose 20, 165, 302, Kontaktmetamorphose 20, 163, 302, Regionalmetamorphose 20, 299
 Meteoriten 187
 Methylenjodid 64
 Miarolithisch 133
 Miaszit 156
 Mikrochemische Untersuchung 59
 Mikrofelsit 170
 Mikroklin 77
 Mikroklinperthit 78
 Mikrolith 71
 Mikroskop 44, 58
 Mineralgruppen der Eruptivgesteine 130
 Minette, eruptive 163, Erz 280
 Mischkristalle 126
 Missouri 161
 Mittelinie, optische 49
 Moldavit 190
 Mörtelstruktur 143
 Mohs'sche Härteskala 61
 Monchiquit 187
 Monokline Kristalle, optische Charakteristik 49, 55
 Monzonit 155
 Moore 292
 Moränen 218, 230
 Morasterz = Sumpferz 281
 Mühlsteinlava 185
 Mühlsteinquarzit 275
 Mulde 23
 Murgänge 217
 Muskovit 82, Bildung durch Verwitterung 200
 Muskovitschiefer 306
 Mylonite 242
 Nachbildung von Eruptivgesteinen 129
 Nagelfluhe 243
 Nagelkalk 273
 Naphtha 296
 Natrium, mikrochemischer Nachweis 60
 Natronglimmer 83
 Natronkalkfeldspate 78
 Natronseen 206
 Nebengänge 5
 Negative Doppelbrechung 51, 57
 Neovulkanische Gesteine 147
 Nephelin 80
 Nephelinbasalt 185
 Nephelinbasanit 185
 Nephelinit 185
 Nephelinsyenit = Eläolithsyenit 156
 Nephelintephrit 185
 Nephelintrachyt 174
 Nephrit 161, 309
 Neptunische Sedimente 11, 194
 Nero d'Egitto 265
 Neutrale Eruptive 114
 Niekelleisen 187
 Nicolsches Prisma 45
 Norit 158
 Nosean 82
 Nunatakker 16
 Oberflächengesteine 145
 Oberflächenmoränen 230
 Obsidian 170
 Ocker 234
 Odinit 187
 Oldhamit 187
 Oligoklas 78
 Olivin 87
 Olivinit 160
 Olivinfels 159
 Olivingesteine 160
 Olivinknollen 142, 179
 Omphazitfels 309
 Omphazitschiefer 309
 Onyxmarmor 268
 Oolithisch 267
 Opal 76
 Ophikalzit 263
 Ophit 182
 Ophitisch 135
 Optische Achsen 48, 49
 Optische Untersuchung 43
 Organismen, abscheidende Wirkung 224, 261, 274
 Organismen, Transport durch 220
 Organismen, zerstörende Wirkung 213
 Orthaugit 84
 Orthit 90
 Orthogneis 306
 Orthoklas 76
 Orthophyr 174
 Ortstein 281
 Osann'sche Formel 114
 Osmotischer Druck 116
 Osteolith 93
 Ottrelithschiefer 309
 Ozean, chemische Zusammensetzung 206
 Ozokerit 296
 Palaeovulkanische Gesteine 147
 Palagonittuff 179
 Pallasit 187
 Panidiomorph-körnig 134
 Pantellerit = Natronliparit 186
 Paonazzo 264
 Paragenesis 130
 Paragneis 306
 Paragonit 83
 Paragonitschiefer 307
 Parallelepipedische Absonderung 39
 Pechkohle 181, 292
 Pechstein 170
 Pegmatit 149
 Pelagischer Absatz 222
 Pélés Haar 178
 Pelit 218
 Peridot = Olivin 87
 Peridotit 160
 Perlit 170, 192
 Perlitisch 140
 Perlstein 37, 170
 Perowskit 90
 Perthit 78
 Petrefakt 17
 Petroleum 296
 Pfahl 275
 Pflasterstein, Eigenschaften 101
 Phonolith 174
 Phonolithtuff 175
 Phosphatgesteine 277
 Phosphorit 93, 274
 Phosphorniekelleisen 187
 Phyllit 308
 Pikrit 183
 Pikritporphyr 183
 Pilotaxitisch 139
 Piperno 152
 Pisolith 267
 Plagioklas 78
 Plankton 225
 Plattendolomit 271
 Pleochroismus 52
 Pleochroitische Höfe 90
 Pleonast 91

- Plessit 189
 Plutonische Gesteine 145, 148
 Plutonite 145, 148
 Plutonitporphyr 146, 161
 Plutonit-Schizolithe 162
 Pneumatolytische Wirkungen 168, 120
 Poikilitisch 138
 Polarisationsfarbentöne 47
 Polarisator 45
 Polarisiertes Licht 45
 Polieren von Schlifren 59
 Polierschiefer 276
 Politur 111
 Polyhalit 96, 259
 Porenraum 103
 Porfido rosso antico 177
 Porfido verde antico 177
 Porodin 72
 Porosität 103
 Porphyrisch 136
 Porphyrische Struktur, Entstehung 136
 Porphyrit 176
 Porphyrituff 176
 Porphyroid 170
 Porphyr, quarzfreier 172
 Porphyrtuff 170
 Porzellanerde = Kaolin 83, 200, 232
 Porzellanjaspid 181
 Positive Doppelbrechung 51, 57
 Probierstein 275
 Propylit 177
 Propylitisierung 204
 Proterobas = Hornblendediabas 182
 Protogene Bildungen 142, 179
 Protogin = schiefriger Granit 151
 Protoklasstruktur 143
 Psammit 218
 Psephit 218
 Pseudomorphosen 207
 Pteropodenschlamm 234
 Puddingstein 243
 Puzzolan 172, 174
 Pyramidengerölle = Flächengerölle 212
 Pyrit 92, 282
 Pyrolusit 281
 Pyrop 88
 Pyroxen 84
 Pyroxenit 159
- Q**uaderförmige Absonderung 39
 Quadersandstein 39, 247
 Quarz 75
 Quarzfels = Quarzit 274, 308,
 Quarzfreier Porphyr 172
 Quarzit 274
 Quarzitschiefer 274, 308
 Quarzkeratophyr 171
 Quarzporphyr 169
 Quarzporphyrtuff 170
 Quarzsand 228
- Quarztrachyt = Liparit 169
 Quellen, chem. Zusammensetzung 205
 Quellenhorizont 107
 Quelfaltung 23, 203
 Quellkuppe 8
 Quergang 6
 Quetschschieferung 40
 Quetschzonen 143
- R**adiolarienschlamm 234
 Radiolarit 275
 Randfacies 167
 Rapakiwi 153
 Rapilli 131
 Raseneisenstein 281
 Ranchwacke, Rauhwacke 271
 Raungewicht 103
 Regulation 287
 Regentropfen-Eindrücke 14
 Regionalmetamorphismus 299
 Reguläre Kristalle, optische Charakteristik 46, 48, 53
 Rekurrenz der Mineralbildung 137
 Resorptionen, magmatische 69
 Reihenfolge der Mineralausscheidung 121, 249
 Rhabdit 187
 Rhombenporphyr 174
 Rhombische Kristalle, optische Charakterisierung 49, 55
 Rhönit 92
 Rhyolith 169
 Riebeckit 87
 Richtungslos-körnig 134
 Riesentöpfe 208
 Rogenstein 267, 318
 Roozeboomsche Erstarrungsschemata 122
 Rosso antico 265
 Roteisenerz 279
 Rötcl 279
 Rotschlamm 234
 Rüttelprobe 100
 Rundhöcker 211
 Rutschfläche 27
 Rutschstreifen 27
 Rutil 91
- S**agenit = Rutil 91
 Saiger = senkrecht
 Saigerungen 118
 Salband 5
 Salit 85
 Salpeter 260, Mauersalpeter 105
 Salzablagerungen, Entstehung 249
 Salzbut 255
 Salzton 255
 Sammelkristallisation 167, 300
 Sand 228
 Sand, vulkanischer 131
 Sandkohle 292
- Sandstein 244
 Sandsteinschiefer 247
 Sandstrahlprobe 100
 Sanduhrform 74
 Sanidin 76
 Sanidinbomben = Sanidinit 173
 Sanidinit 173
 Saprokoll 291
 Sappopel 291
 Sattel 23
 Saugschiefer 276
 Saure Eruptivgesteine 114
 Saussurit 159
 Saussuritisierung 159, 204
 Schalstein 182
 Schaumkalk 267
 Scherfestigkeit 103
 Schichten 12
 Schichtgestein = Sedimentgestein 2, 194
 Schichtenbau der Kristalle 74
 Schichtenkopf 24
 Schichtflächen, Beschaffenheit 13
 Schiefer 248
 Schieferig 19, 40, 248, 300
 Schieferletten 248
 Schiefertone 248
 Schieferung 19, 40, 300
 Schildvulkan 8
 Schillerrfels 160
 Schillerspath 84, 160
 Schizolithe 146 162
 Schlämmen 65
 Schlagende Wetter 289
 Schlamm 233
 Schlammströme 132, 217
 Schlangenhülste 265
 Schlechten 37
 Schleppung 27
 Schlick 233
 Schlierige Struktur 141
 Schlotgang 6
 Schlotten 199
 Schluff 228
 Schmelzprobe 62
 Schmirgel 310
 Schnee 92, 283
 Schörl 89
 Schörlfels = Turmalinfels 168
 Schollenlava 140
 Schrägschichtung 15
 Schrattenkalk 198
 Schreibersit 96, 187
 Schriftgranitisch 138
 Schriftgranit 150
 Schubfestigkeit 103
 Schuppenstruktur 30
 Schutthalden 216
 Schwarte 106
 Schwarzerde 237
 Schwarzkohle = Steinkohle 292
 Schwarzstreif 278
 Schwefel 96, 277
 Schwefelkies 92, 282
 Schwelkohle 292
 Schwemmstein 174

- Schwere Flüssigkeiten 64
 Schwerspat 94, 257
 Schwimmsand 17, 231
 Schwühl 181
 Sedimentgesteine 2, 194
 Seeerz 281
 Seekreide 268
 Seifen 229
 Sekretion 75
 Sekundäre Schieferung =
 Druckschieferung 40
 Septarie 74
 Serizit = Muskovit z. T. 83,
 201
 Serizitgneiß 170
 Serizitisierung 201
 Serizitschiefer 170, 309
 Sernit 243
 Serpentin 83, 160, 309
 Serpentinbildung 201
 Serpult 262
 Sichertrog 66
 Siderit 94
 Siderite = Meteoreisen 187
 Sieben 65
 Silifizierung 202
 Sillimanit 89
 Sinter 268, 276
 Sinterkohle 292
 Skapolith 82
 Smirgel 310
 Sodalith 82
 Sohle 13
 Sombrerit 277
 Sommait 186
 Sonnenbrenner 180
 Spaltungsgesteine 146, 162
 Spateisenstein 94, 278
 Spatsand 228
 Speckstein 308
 Spez. Wärme 109
 Spez. Gewicht 103
 Sphärolithe, opt. Verhalten 52
 Sphärolithisch 139
 Sphärolithporphyr 169
 Sphärosiderit 278
 Spiegel 27
 Spilit 182
 Spilosit 183
 Spinell 91
 Sprödigkeit 100
 Sprunghöhe 26
 Stalagmit 268
 Stalaktit 268, 286
 Stangenkohle 181
 Statuario 264
 Staub, vulkanischer 131
 Staurolith 89
 Steinkohle 292
 Steinmergel 273
 Steinöl = Petroleum 296
 Steinsalz 95, 257
 Stiche 37
 Stielgang 6
 Stinkkalk 266
 Stock 5
 Stockscheider 162
 Strahlstein 86
 Strahlsteinschiefer 309
 Stratometer 32
 Streichen 31
 Streichungslinie 31
 Strichfarbe 91
 Strom 8
 Strontianit 94, 272
 Strudellöcher 208
 Struktur der Eruptivge-
 steine 130
 Struktur der kristallinen
 Schiefer 304
 Stundenteilung 32
 Styloлите 209, 265
 Sulfidische Erze 282
 Sumperz 281
 Suter 265
 Syenit 154
 Syenitporphyr 161
 Sylvin 95
 Sylvinit 260
 Syngenit 253
Tachlyt 178
 Tafelschiefer 248
 Talk 83
 Talkbildung 201
 Talkschiefer 308
 Taenit 189
 Tapanhoacanga 241
 Tarso 264
 Technisch wichtige Verhält-
 nisse 96
 Tektit 190
 Tektonische Klippe 22
 Tephrit 185
 Terra di Siena 234
 Terra rossa 200
 Tetrabromazetylen 64
 Tetragonale Kristalle, opti-
 sche Charakteristik 48, 53
 Theralith 161
 Thermen 121, 205
 Thermische Verhältnisse der
 Gesteine 62, 109
 Thouletsche Lösung 64
 Thuringit 83, 280
 Tiefengesteine 145
 Tiefseeschlamm 233
 Tierfährten 14
 Tinguit 175
 Titaneisenerz 91
 Titanit 90
 Ton 83, 232
 Tonalit 149
 Tonbildung 200
 Toneisenstein 278
 Tongallen 112, 245
 Tonporphyr 171
 Tonschiefer 248
 Topasfels 168
 Topfstein 308
 Torf 291
 Trachyt 172
 Trachytische Struktur 138
 Trachyttuff 172
 Transgression 16
 Translation 286
 Transversale Schieferung 40
 Trapp 179
 Trappgranulit 162
 Traß 172, 174
 Travertin 268
 Tremolit 86
 Trennungsgefäße 65
 Trennungsmethoden 63
 Trichit 71
 Trichroismus 52
 Tridymit 76
 Triklone Kristalle, optische
 Charakteristik 50, 55
 Tripel 276
 Trockenrisse 14
 Troilit 92, 187
 Trum 6
 Trümmersedimente 228
 Tschernosem 237
 Tsingtauit 169
 Tuffe, vulkanische 132
 Tuffstein 174, 268
 Turmalin 89
 Turmalinfels 168
 Turmalinquarzit 168
 Tutenmergel 273
Überkippte Lagerung 23
 Überschiebung 29
 Übersicht der Gesteine 2
 Umbra 234
 Umstehen 119
 Undichtigkeitsgrad 103
 Unterkühlung 128
 Untersuchungsmethoden 42
 Uralit 85
 Uralitporphyr 182
Wanhoffit 254
 Variolit 182
 Variskisches Gebirge 22
 Verbandfestigkeit 98
 Verde antico 263
 Verkieselung 202
 Verkohlungsprozeß 288
 Verrucano 243
 Verschwemmung 217
 Versteinerung 17
 Verwerfung 26
 Verwerfungskluft 26
 Verwitterung 194
 Violetto antico 265
 Vitriolschiefer 249
 Virtrilton 233
 Vitrophyr 170
 Vogesit 187
 Volumgewicht 103
 Vulkan 8
 Vulkanische Asche 131
 Vulkanische Blöcke 131
 Vulkanische Bomben 131
 Vulkanische Fladen 131
 Vulkanische Gesteine 145, 168
 Vulkanischer Sand 131
 Vulkanische Tuffe 132
 Vulkanite 145, 168
Wackenton 179
 Walkerde 233
 Wärmeeffekt 291
 Wärmefestigkeit 110

- | | | |
|--|--|---|
| <p> Wärmeleitung 109
 Wärmeaufnahme 109
 Wasserdurchlässigkeit 106
 Wattenmeer 222
 Wechselagerung 13
 Wehrlit 160
 Weißstein 162
 Wellenfurchen 13
 Wellenkalk 269
 Westphalsche Wage 64
 Wetterbeständigkeit 103
 Wetzschiefer 249
 Widmanstädtische Figuren
 188 </p> | <p> Wiesenerz 281
 Wiesenmergel 268
 Windfurchen 13
 Windkorrasion 211, 99
 Windsichtung 66, 220
 Winkel der optischen Achsen
 55
 Wollastonit 86
 Wüstenlack 212
 Xenomorph 69
 Zähigkeit 100
 Zeichenschiefer 249 </p> | <p> Zeolithbildung 202
 Zeolithe 90
 Zerfrieren 104
 Zersetzungen 195
 Zirkon 90
 Zirkularpolarisation 53
 Zirkusthärer 211
 Zoisit 90
 Zonenstruktur 74
 Zugfestigkeit 103
 Zwangskristallisation 300
 Zwillinge, optisches Verhalten
 51 </p> |
|--|--|---|

Die geologischen Verhältnisse der deutschen Kalisalzlagerstätten

Gemeinverständlich dargelegt von Professor Dr. F. Rinne

Mit 27 Abbildungen. M. — 60.

Tiefbau, Berlin: Es ist daher mit besonderer Freude zu begrüßen, daß Professor Rinne sich die Mühe genommen hat, die geologischen Grundlagen der deutschen Kalindustrie in gemeinverständlich Weise zu behandeln, und die mit zahlreichen wohlgeordneten Abbildungen geschmückte Broschüre wird sicher allen Interessenten höchst willkommen sein, zumal der Preis, um die weiteste Verbreitung zu ermöglichen, äußerst niedrig angesetzt ist.

DIE KALIINDUSTRIE

(Bibliothek der gesamten Technik, 26. Band.)

Von Fabrikdirektor Dr. R. Ehrhardt

Mit 25 Abbildungen und 1 geographischer Darstellung.

Preis broschiert M. 1.40, in Ganzleinen gebunden M. 1.80.

Kali: Speziell zu empfehlen ist die Schrift allen, die mit unserer Industrie in Verbindung stehen, als Ingenieuren, Kaufleuten und Besitzern von Kali-Aktien oder Kuxen, einzelne Abschnitte sind auch für den Kalikaufmann von Interesse. So können wir uns dem warm empfehlenden Begleitworte des Verlegers auch darin anschließen, daß sie eine tatsächliche Bereicherung des Spezialgebietes darstellt, da sie in angenehmer knapper Form eine umfassende Uebersicht desselben gibt, und wünschen ihr weite Verbreitung und Erreichung des gesteckten Zieles.

DIE STEINKOHLLE

Ihre Gewinnung und Verwertung

(Bibliothek der gesamten Technik, 82. Band.)

Unter besonderer Berücksichtigung der nationalökonomischen Bedeutung der Steinkohle sowie der neuesten Anlagen zu ihrer Gewinnung und Verwertung für Praxis und Selbststudium erläutert

Von Ingenieur A. Haenig

Mit vielen Abbildungen. Preis broschiert zirka M. 4.—, in Ganzleinen gebunden zirka M. 4.40.

Die vorliegende Arbeit ist dazu bestimmt, über die Steinkohle, ihr Vorkommen, ihre Gewinnung und industrielle Verwertung ein möglichst übersichtliches Bild zu geben. Die für die industrielle und handelsmäßige Beurteilung wichtigen geologischen und statistischen Kapitel wurden entsprechend der nationalökonomischen Bedeutung der Steinkohle als das erste und bedeutendste Welthandelsprodukt sehr sorgfältig und nach den neuesten Quellen und Forschungsergebnissen bearbeitet, so daß der Fachmann wie Nationalökonom in diesen Teilen wohl alles Wissenswerteste zusammengetragen finden dürfte. So mag denn dies Buch dem jungen Studierenden als ein Wegweiser und orientierender Führer dienen und dem Laien ermöglichen, auf beschränktem Raume einen Ueberblick zu gewinnen über ein Gebiet, das viel zu gewaltig ist, um anders als in speziellen Einzelwerken seine gerechte Würdigung zu finden.

Aufbereitung

von Erzen und Kohle

(Bibliothek der gesamten Technik, 37. Band.)

Von Dr.-Ingenieur Frdr. Freise, Bergingenieur

Mit 195 Abbildungen im Texte. Broschiert M. 3.20, gebunden M. 3.60.

Deutsche Gruben- und Fabrikbeamten-Zeitung: Das Buch bringt die Darstellung des auf der Grenze zwischen Bergbau und Hüttenbetrieb stehenden Aufbereitungsgebietes nach seinen Methoden und Apparaten. In erster Linie ist es für den ausübenden Techniker des Aufbereitungswezens geschrieben, dem die Möglichkeit eines raschen Ueberblicks über sein Fachgebiet geboten werden soll; es wurden daher nur diejenigen Arbeitsweisen und Apparate in den Bereich der Darstellung gezogen, die in der Praxis wohlbewährt und zum heutigen Rüstzeug entwickelter Aufbereitungsanlagen zu rechnen sind. In gleichem Maße ist der Band für Studierende höherer und mittlerer technischer Lehranstalten bestimmt; auch wird er dem beratend zur Seite stehen, der vor die Frage der Errichtung einer Aufbereitungsanstalt gestellt ist. Das Buch, dem zahlreiche instruktive Abbildungen und ein ausführliches Sachregister beigegeben sind, kann bestens empfohlen werden.

Das Roheisen

und seine Darstellung durch den Hochofenbetrieb

(Bibliothek der gesamten Technik, 15. Band.)

Von Hütteningenieur Herm. F. Lichte

Mit 76 Abbildungen und 4 Tafeln. Broschiert M. 4.60, gebunden M. 5.—.

Berg- und Hüttenmännische Rundschau: Das Buch findet durchaus meinen Beifall, und ich bin der Ueberzeugung, daß alle seine Vorzüge, vereint mit dem billigen Preise, ihm eine weite Verbreitung bringen werden. (Generaldirektor Grau.)

Technische Rundschau: Das Buch berücksichtigt sämtliche Neuerungen auf diesem Gebiete und kann sowohl für die Praxis von Betrieben, die sich mit der Herstellung und Verwendung von Roheisen befassen, wie auch für das Selbststudium bestens empfohlen werden.

Zinkgewinnung

(Bibliothek der gesamten Technik, 41. Band.)

Von Hütteningenieur G. Stolzenwald

Mit 19 Abbildungen im Texte. Broschiert M. 1.40, gebunden M. 1.80.

Deutsche Techniker-Zeitung: In dem vorliegenden Bande wird eine kurze aber anschauliche Darstellung der Zinkverhüttung gegeben. Zu dem Verständnis der Abhandlung sind besondere Vorkenntnisse nicht nötig, da der Verfasser theoretische Erörterungen streng vermeidet. Alle Interessenten werden sich deshalb an der Hand dieses Werkchens ein gutes Bild von der Zinkverhüttung machen können.

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



III-15579

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000301482