

ERDGESCHICHTE

Von

Prof. Dr. Melchior Neumayr.

Zweite Auflage, neubearbeitet von Prof. Ur. Viktor Uhlig.

Teile des Zweiten Bandes

Topographische Geologie Lagerstättenkunde

Mit Abbildungen im Text. Farbendruck- und Holzschnitt-Tafeln sowie Karten

Digitale Version von
Wolfgang Griem 2020
(Version 1.0)
Bearbeitete und kommentierte Version

von F. Dotzauer, E. Heyn, G. Peters, K. Poschinger, E. von Ransonnet, A. Swoboda u. a.



Leipzig und Wien.

Bibliographisches Institut.

1897.

www.geovirtual2.cl

Inhalt:

Abbildungsverzeichnis	3
II. Topographische Geologie.	5
9. Die Gebirge der Erde.	5
Verbreitung der jungen Kettengebirge auf der Erde.	5
Lage und Zusammenhang der südeuropäischen Ketten.	8
Die Alpen	13
Die Karpaten	28
Das westeuropäische Schollenland	34
Die russisch-skandinavische Tafel und Sibirien	50
Afrika und die vorderindische Halbinsel	53
Die asiatischen Kettengebirge, China und Australien	57
Amerika	64
III. Die nutzbaren Minerale	72
10. Die Salze. Die Sol- und Mineralquellen	74
11. Die brennbaren Minerale	86
12. Die metallischen Minerale	114
13. Die Steine und Erden.	164
Die Edelsteine	164
Halbedelsteine.	176
Die Bildhauerei- und Ornamentsteine	180
Die Bausteine und Baustoffe	183
Die Mahl, Schleifsteine, Poliermittel Lithographie	186
Die mineralischen Düngmittel	187
Die Erden	189
Die zu chemischen Zwecken verwendeten Minerale	193

Vulcane. Unter Vulcanen versteht man Berge, an welchen Eruptionseruptionen wahrgenommen werden. Die Oeffnung im Gipfel oder an der Seite des vulkanischen Herdes, durch welche die Communication des vulkanischen Herdes mit der Oberfläche stattfindet, heißt der Krater, und die festen oder feurigflüssigen Massen, welche aus dem Krater fließen, heißen Lava. Soweit es sich nicht um das Studium der Geologie handelt, Nebensache, und vor Allem muß man sich nicht über das Niveau der See zu ebenfals auch ebenso gut von unterseeischen Bergen, Vulkanen. Nehmen wir auf den Begriff des obigen erweiterten, so umfasst die obige erweiterte Definition also nicht alle Krater im engeren Sinne, sondern auch alle diejenigen Krater oder wässerigen Kanäle, welche nur gasförmige oder wässerige Flüssigkeiten von der Oberfläche nach oben führen, also auch die Solfataren, die Gas- und Schlammvulkane und namentlich auch alle warmen Quellen, deren Zusammen-



Abbildungsverzeichnis:

Abb. 1: Die jungen Kettengebirge der Erde	6
Abb. 2: Tektonische Skizze der Gebirge in Europa (nach Suess)	9
Abb. 3: Geologische Karte der Alpen	15, 16
Abb. 4: Glarner Doppelfalte	17
Abb. 5: Molassezone nördlich von Unterammergau (nach Gümbel)	18
Abb. 6: Die Klippen von Czorstyn	30
Abb. 7: Die Tatraspitze	33
Abb. 8: Die Adelsberger Steine	40
Abb. 9: Durchschnitt durch den Weald (nach Ramsay)	45
Abb. 10: Die Tempelberge auf Spitzbergen	47
Abb. 11: Säulenkap auf Franz – Joseph Land	52
Abb. 12: Der Kiangurpass im Himalaya	59
Abb. 13: Der Lilang in Kaschmir	60
Abb. 14: Modellzeichnung der Elk Mountains (nach Holmes)	68
Abb. 15: Die Sinterterrasse des Mammutgeisers im Yellowstone-Park.	69
Abb. 16: Salz und Gipsfelsen der Stadt Amb in Ostindien. (nach Waagen)	76
Abb. 17: Abbauweise in Wieliczka	78
Abb. 18: Salzlager von Deesackna, Siebenbürgen. (nach Posepny)	79
Abb. 19: Salzlager von Staßfurt. (nach Ochsenius)	80
Abb. 20: Stassfurter Steinsalzblock	81
Abb. 21: Fossile Baumstümpfe Grube Marie II in der Lausitz	88
Abb. 22: Kohle von Kladno	95
Abb. 23: Durchschnitt durch das Kohlenrevier von Kladno in Böhmen	96
Abb. 24: Profil über den östlichen Teil des Kohlenbeckens von Kreuzot	96
Abb. 25: Durchschnitt durch das Kohlefeld von Worm bei Aachen	97
Abb. 26: Durchschnitt durch das Kohlerevier von Valenciennes	99
Abb. 27: Zusammenschiebung der Kohle im Kohlenfelde von Saint-Etienne	100
Abb. 28: Profil durch den östlichen Teil von Pennsylvanien. (nach Höfer)	101
Abb. 29: Karte der Anthrazit Kohle-Gebiete von Pennsylvanien. (nach Dana)	101
Abb. 30: Flözausbiss der Grube Hollywood in Pennsylvanien (nach Chance)	102
Abb. 31: Nordböhmischer Braunkohlentagebau	104
Abb. 32: Eine Springquelle in Baku, Kaukasus	109
Abb. 33: Verschiedene Arten von Erzgängen (nach Groddeck)	116
Abb. 34: Lagenförmige, symmetrische Anordnung der Gangfüllung	117
Abb. 35: Erzstufen (von Theodor Alphons)	118
Abb. 36: Durchschnitt durch die Obere Mine in Cherokee Flat, Kalifornien	121
Abb. 37: Hydraulische Goldwäsche in Montana, Nordamerika	122
Abb. 38: Durchschnitt des Comstockganges (nach Becker)	123
Abb. 39: Die Goldfelder von Stawell in Victoria (nach Oberländer)	124
Abb. 40: Beverly Mine, Australien	125
Abb. 41: Edelmetall, Weltweit im Jahre 1880	129
Abb. 42: Die Gänge von Przibram in Böhmen.	132
Abb. 43: Kupferlagerstätte am Oberem See	137
Abb. 44: Die Kupferlagerstätte von Rio Tinto.	138
Abb. 45: Das Rammelsberger Kupfererzlager. (Nach Wimmer)	139
Abb. 46: Kupfervorkommen von Szasza im Banat	140
Abb. 47: Höhlenfüllung im Dolomit am oberem Mississippi.	143
Abb. 48: Durchschnitt durch die Eureka Mine in Nevada	144
Abb. 49: Eisen – Blei – Zinkvorkommen in Oberschlesien. (nach Sage)	146
Abb. 50: Blei – Zinklagerstätte von Welkenreadt (nach Braun)	147

Abb. 51: Imprägnation mit Zinnerz (nach Foster)	149
Abb. 52: Zinnseifen von Banka	150
Abb. 53: Graphische Darstellung der Zinnproduktion (nach Reyer).	151
Abb. 54: Eisenflöze im böhmischen Silur. Nach Lippold	153
Abb. 55: Das Eisensteinflöz von Nutschitz in Böhmen	154
Abb. 56: Spateisensteinlager des Hüttenberger Erzberges. (Nach Seeland)	154
Abb. 57: Tagebau am Erzberg in Eisenerz, Steiermark.	155
Abb. 58: Eisenerzdistrikt von Regaunee (nach Wedding).	156
Abb. 59: Erzfelsen von Katschkanar im Ural. (Zerrenner)	157
Abb. 60: Bohnerzvorkommen in der Wochein, Krain.	158
Abb. 61: Schliiffformen der Edelsteine	166
Abb. 62: Edelsteine	168
Abb. 63: Die Größten Diamanten	170
Abb. 64: Die Marmorbänke von Carrara	181
Abb. 65: Phosphoritknolle	188
Abb. 66: Graphitlager zu Wolmersdorf in Niederösterreich	191

Digitale Version von 2020

Der historische Text von Neumayr & Uhlig wurde digitalisiert, zur OCR vorbereitet und mit AB-BYY Fine Reder Online [German Fraktur] in ASCII umgewandelt. Die Abbildungen wurden mit Corel Draw, Photo Paint (v.19) nachbearbeitet, insbesondere wurde der Graustufen-Verlauf optimiert, aber es wurden auch störende Elemente eliminiert.

Der Text wurde der heutigen Rechtschreibung teilweise angepaßt, es wurden erläuternde Fußnoten eingefügt. Teilweise wurde eine re-organisation des Textes vorgenommen.

Hilfsmittel:

Digital:

Kamera Pentax KR3 II und HP Scanjet G3110

Bearbeitung der Dateien: Corel Photo Paint (V. 19)

OCR Vorbereitung: ABBYY Fine Reader (v. 14)

OCR für Fraktur Texte: ABBYY online – German Fraktur

Für PDF (original und OCR): PDF Exchange Editor

Texte: Microsoft Word

Wolfgang Griem

Februar, 2020 – www.geovirtual2.cl

(Copiapó, Chile)



II. Topographische Geologie.

9. Die Gebirge der Erde.

Inhalt: Verbreitung der jungen Kettengebirge auf der Erde. — Lage und Zusammenhang der südeuropäischen Ketten. — Die Alpen. — Die Karpaten. — Das westeuropäische Schollenland. — Die russischskandinavische Tafel und Sibirien. — Afrika und die vorderindische Halbinsel. — Die asiatischen Kettengebirge, China und Australien. — Amerika.

Verbreitung der jungen Kettengebirge auf der Erde.

Bei der bisherigen Darstellung ist einer der wichtigsten Teile des geologischen Forschungsgebiets so ziemlich unberührt geblieben: die Schilderung des wirklichen Baues der einzelnen Länder der Erde. Dies ist die Aufgabe der topographischen Geologie, die bis zu einem gewissen Grad ein Grenzgebiet gegen die Geographie darstellt. Unter all den verschiedenen Zweigen unserer Wissenschaft wird wohl keinem anderen so viel Aufmerksamkeit und Arbeitskraft gewidmet als diesem. In erster Linie dienen ihm die von den Regierungen angeordneten geologischen Landesaufnahmen, die jetzt in allen zivilisierten Staaten und in der Mehrzahl ihrer Kolonien der praktischen Bedeutung der Sache wegen auf öffentliche Kosten eingerichtet sind; und neben ihnen arbeitet eine außerordentlich große Menge anderer Forscher in ähnlicher Weise. Dem entsprechend sind auch die Ergebnisse bedeutend, die Menge der Beobachtungen ungeheuer. Trotzdem können wir uns hier nicht mit einer genaueren Schilderung aller Länder der Erde befassen; es sollen nur einige der wichtigsten Hauptzüge skizziert und einzelne durch ihre Lage oder die Eigentümlichkeiten ihres Baues besonders interessante Gegenden näher besprochen werden [*1]

[*1]: In diesem neunten Abschnitt (besonders von S. 502 an) haben wir uns, geringe Abweichungen abgerechnet, streng an die Neumayrsche Auffassung gehalten, obwohl gewiß manches heute anders dargestellt werden könnte. Gründe der Pietät (vgl. oben, S. 205, Anm.) legten es uns nahe, auf durchgreifende Änderungen zu verzichten, die dem Buch ein vollständig anderes Aussehen hätten geben müssen. (Die Redaktion.)

Wir haben schon bei einer früheren Gelegenheit (Bd. I, Kapitel 'Gebirgsbildung') einen ersten Überblick über die verschiedenen Typen der Gebirge im geologischen Sinne gewonnen. Als gefaltete Ketten konnten wir Gebirge unterscheiden, deren Form und Bau im wesentlichen das Ergebnis seitlicher Krustenbewegungen sind: ausgesprochene Längenenwicklung, deutliche Faltung, Hervortreten der tektonischen Linien in den äußeren Formen der Bergzüge sind ihre wesentlichsten Eigenschaften. Verfallen solche Faltengebirge in größerem Maße der Bruchbildung, so daß ihre Umrisse dadurch und nicht durch die Richtung der Falten bedingt sind, so bezeichnen wir sie als Horst- oder Rumpfbirge. Liegen aber die für die Zusammensetzung eines Landes maßgebenden Formationen horizontal oder wenigstens sehr flach, so haben wir Tafelländer vor uns. Wir haben aber auch schon hervorgehoben, daß diese Typen nicht streng verschieden sind. Treten doch in manchen Kettengebirgen Brüche so sehr hervor, daß sie die

Begrenzung mindestens einer Gebirgsseite bedingen. Andere Kettengebirge zerfallen mehr oder minder deutlich in eine Anzahl von Horsten, und es bleibt dann den jüngsten Bildungen überlassen, ein einheitliches Band um das ganze, komplizierte Gebirge zu schlingen. Oder es umschließen Kettengebirge große Flächen, die sich als ungefaltete Tafeln erhalten haben. In Tafelländern wiederum liegen die ungefalteten Formationen stets auf einem gefalteten, wenn auch abraderten und völlig eingeebneten Sockel. Zwar kommt es nicht allzu selten vor, daß schon vom Devon, ja selbst vom Kambrium angefangen alle Formationen horizontal liegen; aber auch in diesen Fällen ist das archaische Grundgebirge doch immer aufgestaut.

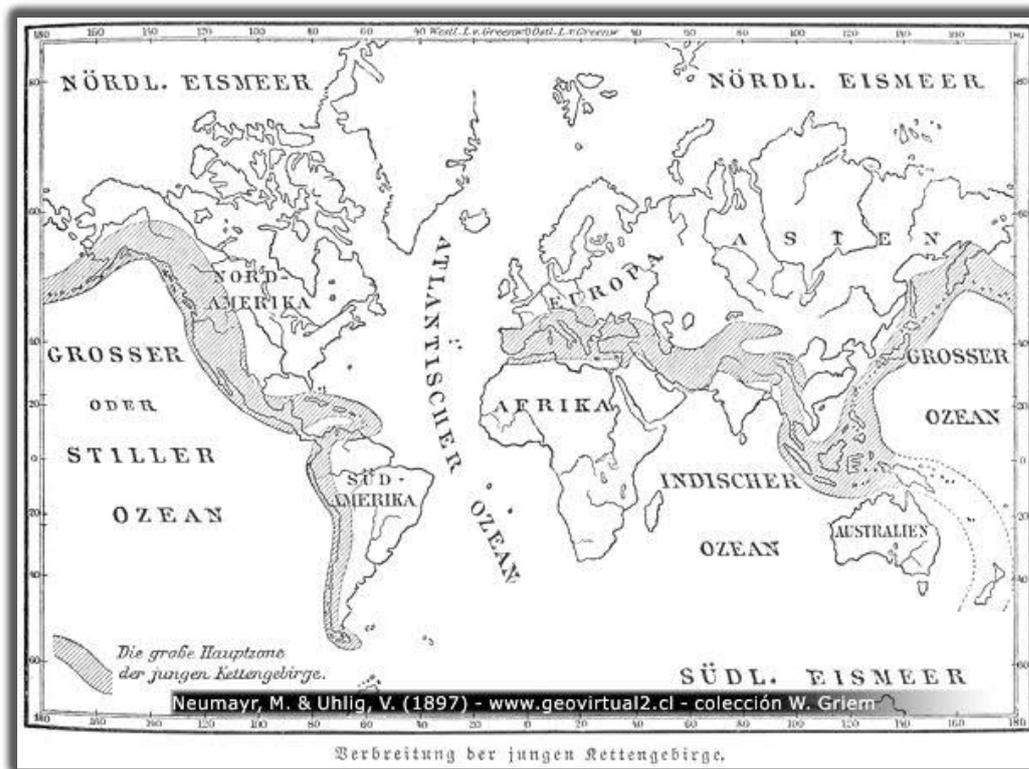


Abb. 01: Die jungen Kettengebirge der Erde.

Wir können aber noch ein anderes, historisches Merkmal wählen, um zu einer Übersicht zu gelangen, indem wir die Gebiete der Erdoberfläche, wo nach Beginn des Tertiärs noch Faltung und gebirgsbildende Bewegungen in größerem Maße stattgefunden haben, als geologisch junge Gebirge solchen gegenüberstellen, in denen eine Horizontalverschiebung seither nicht mehr eingetreten ist. Hierbei zeigt es sich, daß diese jungen Gebirge größtenteils, aber nicht völlig mit den gefalteten Ketten zusammenfallen. So bilden z. B. der Ural, die Appalachen, die sinischen Ketten, der Kuenlün echte Faltungsketten, haben aber seit Ablauf der paläozoischen Periode keine wesentlichen Faltungen mehr erfahren, verhalten sich also in diesem Punkte wie alte Horst- und Massengebirge oder ungefaltete Tafeln.

Wir wollen, wesentlich an der Hand der Untersuchungen von Sueß, die Verbreitung der Regionen junger Kettenbildung verfolgen (s. die obenstehende Karte). Die große Hauptzone umfaßt in Europa die Gebirge an der Nordseite des Mittelmeeres, ferner die Alpen, Karpaten und das Balkangebiet. Von den südlichen Küstenländern gehört hierher das Atlasgebirge, während die Nordküste von Afrika östlich von Tunis schon vollständig verschiedenen Charakter zeigt und eine horizontale Tafel bildet. Weiter nach Osten fallen in diese Zone die Krim, der Kaukasus und

Kleinasien, ferner das iranische Hochland und der Hindukusch. Wir gelangen nun an die großartigsten Erhebungen der Erde; vom „Dache der Welt“, den Pamir, der Quellregion des Oxus und der Ströme von Kaschgar und Jarkand, geht im Norden ein mächtiger Ast ab, der gewaltige Tien-schan, der die große mongolische Wüste nach Norden begrenzt. Ob und in welcher Weise von da an nach Nordosten, nach den Jablonowoi- und Stanowoi- Gebirge und gegen die Nordostspitze von Asien, eine Fortsetzung stattfindet, ist unsicher, da diese Gegenden noch wenig bekannt sind.

Wir kehren zum Hindukusch und zu den Pamir zurück. Von ihnen geht die Hauptfortsetzung der großen Kettengebirgszone südlich von der Wüste Gobi aus; ihr gehören die höchsten Erhebungen der Erde an, der Himalaya, der Karakorum, der Kuenlün und das ganze tibetanische Hochland. Nun tritt eine vollständige Änderung der Richtung, eine Schwenkung nach Süden, ein, es folgen die von Norden nach Süden streichenden Ketten von Arakan, Barma, der malaysischen Halbinsel, denen sich dann weiterhin die ebenfalls nach Kettentypus gebauten Sunda-Inseln, Sumatra, Java etc. anschließen. Dann findet eine außerordentlich scharfe Umbiegung nach Nordosten statt: wir sehen die weitere Fortsetzung unserer Zone in der langen Kette der Feston-Inseln, die von Borneo bis Kamtschatka die Ostküste von Asien begleiten.

Hier verläßt der weitere Verlauf die Alte Welt. Die Inselreihe der Aleuten, ein größtenteils unterseeisches Gebirge, bildet die Verbindung mit Nordamerika, wo parallel der Westküste eine Reihe mächtiger Ketten nach Südosten bis Süden streichen, das Kaskadengebirge, die Sierra Nevada, die Rocky Mountains und die zwischen diesen befindlichen Bergzüge. Die Ausläufer erstrecken sich durch Mexiko nach dem nordwestlichen Teile von Zentralamerika, wo plötzlich eine vollständige Änderung der Richtung eintritt. Statt dem Verlauf des Festlandes gegen Panama zu folgen, schwenken die Ketten nach Nordosten um, ihre Fortsetzung findet sich in dem großen Inselbogen der Antillen, der sich mit der Insel Trinidad an die Küste von Südamerika anschließt. Hier führen die anfangs von Osten nach Westen, später von Nordosten nach Südwesten streichenden Ketten von Venezuela und Kolumbien zu der Riesenmauer der südamerikanischen Anden hinüber, die nun in ungeheurer Erstreckung vom Äquator bis zur Südspitze von Amerika, bis zu den sturmgepeitschten Felsen von Kap Hoorn, hinabstreicht.

Diesen verwickelten Verlauf läßt ein Blick auf die Karte rasch verfolgen. In den Hauptzügen läßt er sich dahin zusammenfassen, daß die Hauptzone der Kettengebirge den Stillen Ozean im Osten, Norden und Westen umrahmt und sich von da, annähernd dem Verlauf der Osthälfte des „zentralen Mittelmeeres“ der Jura- und Kreidezeit entsprechend, zwischen Indo-Afrika einerseits und die Hauptmasse von Europa und Asien anderseits einschneidet.

Die Zusammendrängung der großen Mehrzahl aller jungen Faltungen und Emporstauungen auf diese unregelmäßig verlaufende Zone bildet eine der merkwürdigsten und interessantesten Erscheinungen, die uns die topographische Geologie lehrt, und sie wird mit der Zeit für das Verständnis des Wesens der Gebirgsbildung ausschlaggebende Bedeutung gewinnen, wenn wir auch heute die Ursache dieses Verhältnisses noch nicht kennen. Allerdings gibt das aus S. 48b eingefügte Kärtchen ein ganz rohes, unvollkommenes und nur in den allerallgemeinsten Umrissen richtiges Bild, das noch in zahlreichen Punkten der Ergänzung und der Bestätigung bedarf: so ist das Verhältnis des Altai in Zentralasien noch nicht aufgeklärt, und ebensowenig können wir jetzt schon die Beziehungen der vom Altai gegen die nordöstliche Ecke Asiens sich hinziehenden Gebirge beurteilen. Die Art und Weise, wie sich die nordamerikanischen Gebirge durch Mexiko fortsetzen, ist ziemlich unbekannt, und ebenso ist das Verhältnis noch ganz unklar, worin die gewaltige Insel Borneo zu den Kettengebirgen steht.

Vor allem aber ist noch eine sehr wesentliche Ergänzung notwendig, die wir heute schon mit einiger Wahrscheinlichkeit angeben können. Das westaustralische Festland ist eine alte Tafel von ähnlichem Bau wie Indo-Afrika. Dem Ostrand entspricht ein langer Faltenzug, der in Tasmanien seine Fortsetzung findet. Neuseeland und Neukaledonien sind Stücke vorliegender Falten, und namentlich ist Neuseeland ein unverkennbar in junger Zeit noch bewegtes Gebirgsland, das die Spuren neuer Tätigkeit der aufrichtenden Kräfte in der Menge seiner Vulkane, seiner Geiser und heißen Quellen erweist, die zu den merkwürdigsten Erscheinungen dieser Art aus der ganzen Erde gehören (s. die Tafel „Sinterterrassen des Tetarata-Sprudels“, Bd. I, S. 435). Wenn wir auf der Karte die Richtung des Bismarck-Archipels und der Salomon-Inseln betrachten, so wird die Vermutung wachgerufen, daß auch diese eine Fortsetzung des neuseeländischen Zuges bilden, und daß ebenso auch das Hochgebirge der ostsüdöstlichen Halbinsel von Neuguinea demselben Gebirge angehöre.

Wie sich nun auch die angeführten noch zweifelhaften Punkte klären mögen, jedenfalls sehen wir die jüngeren Faltungen auf gewisse zusammenhängende Gebiete beschränkt, die der Hauptsache nach mit den Anlandungen der uralten permanenten Ozeane, des Pazifischen Ozeans und des zentralen Mittelmeeres, zusammenfallen. Allerdings ist damit für den Rest der Erdoberfläche das Vorkommen neuerer Massenverschiebungen nicht ausgeschlossen. Sie äußern sich aber hier, soweit sie überhaupt vorhanden sind, fast nur in einfacher Vertikalverschiebung, in dem Absinken von Schollen, an Brüchen oder Verwerfungen, während Faltungsbewegungen nur in geringem Maße an vereinzelt Stellen Vorkommen.

[p. 483]

Lage und Zusammenhang der südeuropäischen Ketten.

Es wurde schon hervorgehoben, daß die große Zone junger Kettengebirge nicht lauter junges Gebirge umfaßt, sondern daß sich zu diesem auch weite Senkungsfelder und mächtige Pfeiler alten Gebirges gesellen, die von der Bewegung der benachbarten Regionen unberührt geblieben sind. So verhält es sich auch in dem europäischen Teile dieser Zone; das spanische Mittelgebirge, Sardinien, vielleicht auch Korsika, ferner eine Scholle alten Gebirges im südlichen Ungarn, in Kroatien und den angrenzenden Gebieten, endlich ein Teil von Thrakien sind alte Massen, die als Horste stehen geblieben sind; das Tyrrenische und Adriatische Meer, der griechische Archipel und das Schwade Meer, ferner die Po-Ebene in Oberitalien und die ungarische Ebene stellen die hauptsächlichsten Senkungsfelder dar, und neben diesen abweichenden Elementen streichen die zahlreichen nach alpinem Typus gebauten Ketten nach sehr verschiedenen Richtungen.

Um einen flüchtigen Überblick über diese Ketten zu erhalten, wenden wir uns zunächst dem Golfe von Genua zu. Hier nehmen dicht nebeneinander zwei gewaltige Gebirge, die Alpen und die Apenninen, ihren Anfang, und an diese schart sich an der Ostseite des Golfe du Lion ein dritter Gebirgsbogen, der pyrenäisch-provenzalische (s. die Skizze, S. 484).

Beginnen wir die Besprechung mit den Pyrenäen. Von jeher hat die isolierte Stellung dieser hohen, aber schmalen Kette Befremden erregt; es schien unmöglich, sie dem System der europäischen Faltungsgebirge passend einzufügen, eine Schwierigkeit, die heute noch nicht völlig beseitigt ist. Die Pyrenäen bilden eins der seltenen Beispiele symmetrischer Gebirge: die einzelnen Zonen der Nordseite wiederholen sich auf der Südseite. Auch die Beschaffenheit der

Ablagerungen ist ungewöhnlich. Die Kreideformation gewinnt eine außerordentliche Entwicklung und Verbreitung, Jura und Trias dagegen, die doch sonst in den Kettengebirgen stark vortreten, sind nur dürrig und einförmig ausgebildet. Auch die große Menge von Serpentin und Ophiten verleiht den Pyrenäen ein eigenartiges Gepräge. Die jüngste Schicht, die an der Faltung teilnimmt, ist ein Konglomerat, das aus dem Obereozän bis in das untere Oligozän reicht. Mit horizontalen Schichten legt sich daran das Miozän an, während z. B. am Nordrande der Alpen und Karpaten auch noch das Miozän von den Bewegungen mit betroffen ist und anderwärts sogar pliozäne Ablagerungen an den Rändern der Gebirge mit ziemlich starker Neigung auftreten. Der Hauptkamm der Pyrenäen zieht mit ost-südöstlichem Streichen an den Golfe du Lion und bricht dort ab.

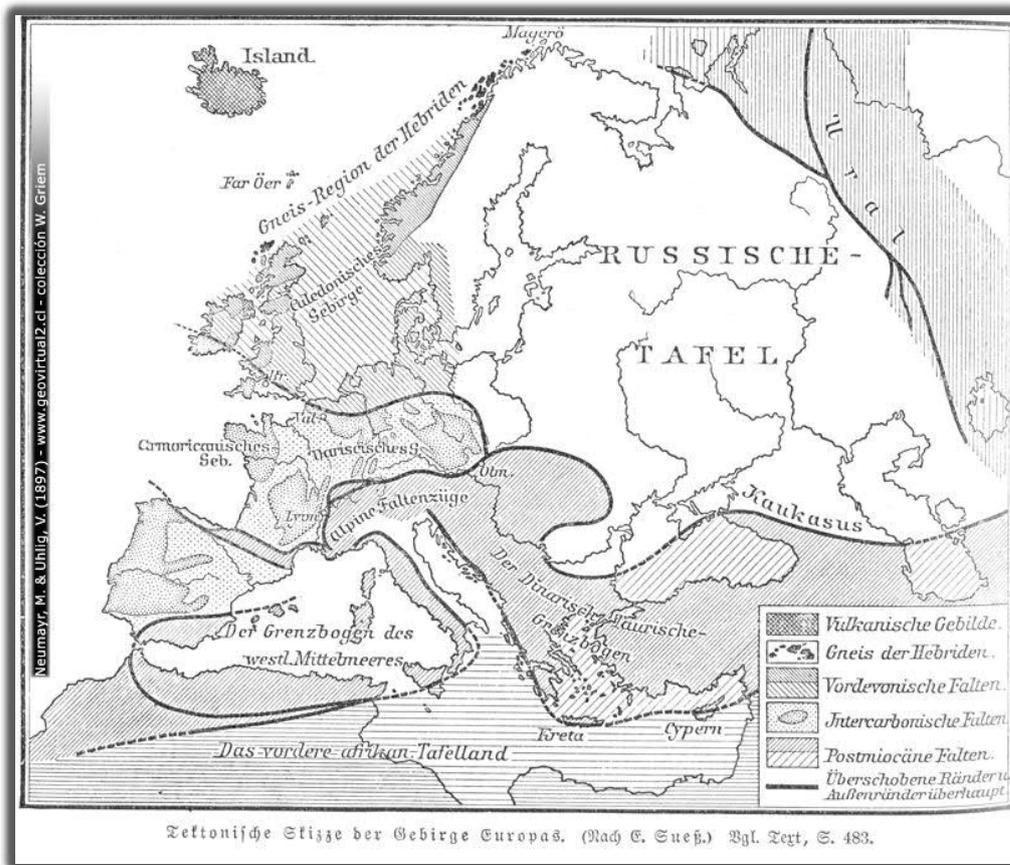


Abb. 2: Tektonische Skizze der Gebirge in Europa (nach Sues)

Die Ketten der kleinen Pyrenäen und der Corbieres nördlich vom Ostende des Hauptkammes sind dagegen gegen Nordosten abgelenkt und gegen den Südrand des französischen Zentralplateaus gedrängt. Als weitere Fortsetzung streichen gefaltete Ketten um den Südrand des Zentralplateaus in nordöstlicher Richtung bis zum Rhone und darüber hinaus, in der Provence, in meist ostwestlicher Richtung bis an die Vorketten der Alpen. Aber auch die Hauptachse der Pyrenäen, die noch knapp am Golfe du Lion zu gewaltigen Höhen ansteigt, konnte unmöglich dort erlöschen, auch sie muß eine weitere Fortsetzung haben: diese dürfen wir jetzt in den kristallinen Kernen des hyperischen Gebirges und der Monte des Maures zwischen Toulon und Frejus erblicken.

Die alpinen Ketten sind an ihrem Beginn am Rande der Seealpen von Norden gegen Süden und von Osten gegen Westen bewegt, und ihnen sind die Maures (Esterel) und die hyperischen Berge derart entgegengestellt, daß man sie lange Zeit als alte Massengebirge angesehen hat, an denen sich die Bewegung der alpinen Ketten gegen Süden und Westen gestaut haben sollte. Französische Forscher haben aber gezeigt, daß Esterel und die hyperischen Gebirge nicht nur echte Faltenketten sind, sondern daß die seitliche Bewegung gerade hier ein außerordentliches Maß angenommen hat. So ist die Kette non Saint-Baume östlich non Marseille nach M. Bertrand auf eine Strecke von 15 km völlig gegen Norden überschoben. Bei Le Beausset ist ein Stück der Triasformation über die Oberkreide gegangen, wobei die Horizontalbewegung mindestens 6 km betragen soll. Wie die Pyrenäen an der Westseite des Golfe du Lion abbrechen, so schneiden die Ketten der hyperischen Gebirge bei Toulon und Marseille an der Ostseite dieses Golfes ab; beide aber standen ehemals miteinander in Verbindung. Mit Recht konnte E. de Margerie dem Golfe du Lion dieselbe Bedeutung zuschreiben, wie sie dem Becken von Wien zukommt: trennte der Einbruch des Wiener Beckens in miozäner Zeit die Alpen von den Karpaten, so schied der Kesselbruch des Golfe du Lion zur selben Zeit die Pyrenäen vom provenzalischen Gebirge. Im Osten wurde das Meer später gänzlich verdrängt, im Westen hat es zur Pliozänzeit durch neuen Nachbruch im Becken non Roussillon aus der Nordseite, am Golfo de Rosas auf der Südseite der Pyrenäen, gewonnen.

So ist wohl der ehemalige Zusammenhang der Pyrenäen mit den provenzalischen Gebirgen sichergestellt. Wo diese an die Alpen herantreten, findet eine eigentümliche bündelförmige Schärung der Ketten statt. Die provenzalischen Ketten, wie die Alpines, Luberon, Montagnes de Vaucluse, Montagne de Lure, Ventoux drängen sich, gefaltet und oft non Bruchfalten durchzogen, mit ostwestlichem Streichen an die fast nordsüdlich laufenden Ketten der Voralpen heran.

Die Alpen nehmen bald die nordöstliche Richtung an, die bis zum Bodensee anhält. Hier tritt ostwestlicher Verlauf ein bis gegen das östliche Ende des Gebirges bei Wien und im östlichsten Steiermark, wo sich die verschiedenen alpinen Ketten teilen und als selbständige Gebirge nach weit voneinander abweichenden Richtungen ausstrahlen (vgl. Bd. I, S. 381). Zwei große Gebirge nehmen hier ihren Ursprung, die Karpaten im Nordosten und die dinarischen Ketten im Südosten, während zwei unbedeutende Höhenzüge, das ungarische Mittelgebirge und die Ivancica, zwischen beiden Platz greifen, die wir für den Augenblick nicht weiter verfolgen wollen.

Wir betrachten die Karpaten. Von der nördlichen Zone der Alpen bei Wien abzweigend, umgeben sie in mächtigem Bogen das ganze ungarische Tiefland gegen Nordwesten, Norden und Nordosten und schlingen sich dann um die nördliche, östliche und südliche Seite des siebenbürgischen Kessels. An der Grenze zwischen Siebenbürgen, dem Banat und Rumänien angelangt, biegt sich nun die weitere Fortsetzung des karpatischen Zuges, wie Sueß gezeigt hat, nach Süden. In gewaltigen Felsengen, in einer Menge von Stromschnellen wird sie hier von der Donau durchbrochen, dann wendet sich das Streichen der Bergkette auf serbischem und bulgarischem Gebiet nach Südosten und geht endlich in die langgestreckte mächtige Ostwestkette des Balkans über. Am Kap Emineh bricht dessen östliches Ende gegen das Schwarze Meer ab, aber jenseits stellen die Küstengebirge der Krim und weiterhin der Kaukasus die Fortsetzung dieser Kette dar.

Von kaum geringerer Bedeutung ist die südöstliche, dinarische, Fortsetzung der Alpen, non deren südöstlichsten Zweigen, aus Krain und den benachbarten Gegenden, sich die neuen Ketten entwickeln. Diesen gehört Istrien, Dalmatien und der westliche Teil non Bosnien und der Herzegowina an, ferner Montenegro und die albanischen Gebirge. Weiter im Süden sehen wir zwei Hauptzüge, von denen der eine, der Pindus, in nordsüdlicher Richtung den Grenzkamm zwischen Thessalien und Epirus, weiterhin die Ätolischen und Akarnanischen Alpen bildet. Dann tritt eine

Unterbrechung durch den Golf von Korinth ein; aber südlich davon finden wir die Fortsetzung in den den Peloponnes von Norden nach Süden durchziehenden Gebirgen, die in den Vorgebirgen von Matapan und Malea das Mittelmeer erreichen. Die Hauptbestandteile dieses Gebirges bilden Kalksteine der Kreide und des Eozäns, Flyschsandsteine und Schiefer. Im südöstlichen Peloponnes tritt unter dieser Decke das ältere Grundgebirge als kristallinischer Schiefer und Marmor hervor. Das im allgemeinen nach Südsüdosten gerichtete dinarische Streichen wird hier, wie A. Philippson gezeigt hat, durch lokale Knickungen etwas bewegter gestaltet. Von dem dinarischen Hauptstamm des Pindus zweigen sich außerdem kleinere Ketten gegen Osten ab. Sie bilden die Gebirge von Böotien, Attika und Euböa und ihre Fortsetzung, die Cykladischen Inseln, die quer über den griechischen Archipel von Europa nach Asien hinüberstreichen, und weiterhin vermutlich die Bergzüge, die sich von der Westküste des südlichen Kleinasien in das Innere des geologisch noch sehr wenig bekannten Landes ausdehnen. Der zweite große Hauptzug, der aus Albanien kommt, ist jenes mächtige Gebirge, das die thessalische Ebene nach Osten vom Meere trennt: der Olymp, der Ossa und Pelion bis hinab zum äußersten südöstlichen Ende der Magnesischen Halbinsel. Die verschiedene Art der griechischen Gebirgszüge bedingt eine große Mannigfaltigkeit in der Gestaltung des Landes, die durch große Einbrüche, wie den Korinthischen Golf, und zahlreiche Bruchlinien wesentlich gesteigert wird. An diesen Bruchlinien sind große Teile des Gebirges in die Tiefe hinabgesunken; sie bringen eine wahre Zerstückelung des Landes mit sich und äußern sich deutlich in dem gelappten Umriß des Landes und der reichen Küstengliederung. Obwohl diese Einbrüche ihren Anfang schon in der jüngeren Tertiärzeit genommen haben, ist das griechische Faltenland, wie die zahlreichen Erdbeben dieses Gebietes beweisen, auch jetzt noch nicht zu völliger Ruhe gelangt.

So sehen wir alle Kettengebirge des südöstlichen Europa mit den Alpen in innigem Zusammenhang stehen. Man kann sie alle als Ausläufer der Alpen oder umgekehrt diese als die Zusammenscharung der westlichen Enden aller Kettengebirge Südosteuropas betrachten. Eine annähernd ähnliche Bedeutung kommt für den Südwesten den Apenninen zu, die neben den Alpen am Golfe von Genua ihren Anfang nehmen. Sie wenden sich nach Südosten und ziehen durch die ganze Erstreckung der Halbinsel bis an den Golf von Tarent und nach Kalabrien. Hier tritt eine Biegung gegen Westen ein, und die Fortsetzung erscheint in westöstlicher Richtung auf Sizilien, sie setzt von da nach Nordafrika über und bildet die Ketten, die Tunis und Algerien durchziehen. In Marokko erfolgt eine abermalige Schwenkung nach Norden, der Bergzug setzt über die Straße von Gibraltar nach Spanien über, wendet sich dann abermals und zwar gegen Osten und bildet hier die großen andalusischen Gebirge, namentlich die Sierra Nevada.

Da wir später nicht mehr Gelegenheit haben werden, auf diese Gebirge, die E. Sueß als „Grenzbogen des westlichen Mittelmeeres“ zusammengefaßt hat (s. die Karte auf S. 484), zurückzukommen, so wollen wir hier noch einige kurze Bemerkungen über ihren Bau und ihre Zusammensetzung folgen lassen. Der Apennin wendet, ähnlich den Ostkarpaten, die gefaltete Außenseite nach Nordosten. Hier umspannt ein breiter Flyschgürtel das ältere Gebirge, das auf der südwestlichen Innenseite an großen, meist kesselförmigen Brüchen zur Tiefe abgesunken ist (vgl. Bd. I, S. 360). So ausgedehnt sind diese Bruchfelder, daß die älteren paläozoischen und mesozoischen Ketten nur noch in einzelnen Gebirgsstöcken aufragen. Noch in pleistozäner Zeit ging hier viel Land verloren, dessen Trümmer in den vorwiegend aus kristallinen Felsarten bestehenden Inseln Sardinien, Korsika und Elba erhalten sind. Ob sich aber dieses Festland den jungen Faltungen gegenüber als starre Masse verhalten oder an diesen als Bestandteil der apenninischen Ketten teilgenommen hat, bleibt eine offene Frage. Am Golfe von Tarent erreichen die Flysch- und Kalkzone der Apenninen das Ionische Meer; hier brechen sie ab, und nur die archaische Zone setzt sich mit transgredierenden Schollen von Oberjura und Oberkreide durch

Kalabrien nach Sizilien fort. Unter scharfer Beugung nach Westen tauchen in Sizilien die archaischen Gesteine am Nordrande der Insel als Kern des Peloritischen Gebirges auf; und nun erscheinen auch die jungpaläozoischen und mesozoischen Zonen und die Flyschgesteine wieder, die an der Beugungsstelle zwischen der unteritalienischen Provinz Potenza (früher Basilicata) und der sizilischen Ostküste unter dem Ionischen Meere verborgen waren.

Die Bruchbildung beginnt hier, ähnlich wie in Griechenland, im jüngeren Tertiär. In Süditalien geht sie so weit, daß das Gebirge in einzelne Inseln zerfällt, die vom Meer umgeben waren. Das Land tauchte aber später wieder aus den Fluten auf, bedeckt mit den horizontalen Ablagerungen der Miozän- und Pliozänzeit, die, ganz so wie in Griechenland, bis zu bedeutenden Höhen das ältere Gebirge umhüllen. Auch die jungen, nachdiluvialen Bewegungen haben hier dieselbe Bedeutung wie im dinarischen Bogen. Die tertiären Ablagerungen haben auf Malta ihre Fortsetzung, das ältere gefaltete Gebirge in den nordafrikanischen Ketten. Wenn hier die größtenteils niedergebrosene Zone der kristallinen Schiefer an den Küstenstrecken erscheint, dann aber paläozoische Gesteine und endlich südwärts bewegte mesozoische Falten folgen, so erkennen wir darin die Wiederholung des geologischen Baues der Apenninen. Während sich aber die nordafrikanische Kette im Westen nordwärts kehrt, um unter abermaliger Beugung nach Spanien einzutreten und hier der Küste entlang die Betische [im Original Bätische] Kordillere zu bilden, so streicht der Große Atlas mit dem Antiatlas gegen Westsüdwesten und erreicht, von der nördlichen Kette immer mehr ablenkend, im Kap Ghir die atlantische Küste. Auch die Betische Kordillere wiederholt in bemerkenswerter Regelmäßigkeit den apenninischen Bau. Das alte Schiefergebirge erscheint in einer der Küste parallel laufenden Zone an der Innenseite. Dann folgen, stark gefaltet und von Verwerfungen und Blattverschiebungen durchsetzt, die mesozoischen Zonen und endlich die tertiären Ablagerungen, die am Nordrande der Kordillere noch von der Faltung ergriffen wurden. Die Übereinstimmung erstreckt sich auch auf die Lage der jungen Eruptionen. Fanden wir sie in den Apenninen, hier allerdings in der großartigsten Ausbildung, am Innenrande den Bruchfeldern aufgesetzt, so erscheinen sie in Nordafrika und in Spanien ebenfalls an den Innenbrüchen oder, der Beugung der Ketten entsprechend, dort in einzelnen Punkten am äußersten Nordrande, hier am südöstlichen Rande von Cabo de Gata bis Cabo de Palos. Die Faltungsbewegung ist nach außen gerichtet: in Nordafrika gegen Süden, in der Betischen Kordillere nach Norden. Hier fand die Bewegung eine natürliche Begrenzung in der Iberischen Meseta (Tafel), jener großen Scholle, die den Kern der Iberischen Halbinsel von der Betischen Kordillere bis zu den Pyrenäen bildet und in jeder Hinsicht den alten Horstgebirgen Mitteleuropas an die Seite zu stellen ist. In der Karbonperiode zum letztenmal gefaltet, weist dieses alte Land namentlich an den Randteilen eine flache, lückenhafte Decke mesozoischer Bildungen auf und ist von vielen Brüchen durchsetzt, die auch die Umrisse der größeren Gebirgsmassen geschaffen haben. An dieser starren Scholle brach sich die nach Norden drängende Bewegung der Betischen Kordillere und der Sierra Nevada. Das Streichen dieser Kette wurde dadurch nach Ostnordosten gegen die Balearen, die mutmaßliche Fortsetzung der Kordillere, hingelenkt.



[p. 487]

Die Alpen.

Den allgemeinen Verlauf der Alpenkette vom Golfe von Genua bis in die Gegend von Wien und nach Steiermark haben wir oben angedeutet. Manche Einzelheiten des geologischen Baues und der Zusammensetzung wurden auch schon im ersten Bande (S. 357 ff.) mitgeteilt. So wurde die Abhängigkeit der am weitesten nach Norden vorgeschobenen Falten von der Lage der alten Massengebirge (Granitinsel von Dole, Vogesen, Schwarzwald, böhmische Masse), das Vordringen der Juraketten in der Senkung zwischen Schwarzwald und Vogesen, die Beeinflussung selbst der inneren Zonen der Alpen durch die böhmische Masse eingehend besprochen. Der Gegensatz zwischen der gefalteten und meist nach Norden überstürzten Außenseite und dem gebrochenen Innenrande wurde hervorgehoben, die Zusammensetzung aus einzelnen Zonen (miozäne Molasse, Flyschzone, Kalkzone, kristallinische Zentralzonen) erwähnt, und auch die erdgeschichtliche Entwicklung des Gebirges wurde unter anderem berührt. Hier müssen wir an der Hand der beigehefteten „Geologischen Karte der Alpen“ näher auf die Einzelheiten der Kettenbildung eingehen.

In zwei großen, konzentrisch angeordneten Zonen treten in den Westalpen kristallinische Gesteine hervor; in der inneren bilden sie einen zusammenhängenden Gürtel, in der äußeren tauchen sie nur als isolierte, inselartige Zentralmassive unter einer gefalteten Decke jüngerer Formationen auf. Wir unterscheiden in der äußeren, nach dem Montblanc benannten Zone neben kleineren Aufbrüchen hauptsächlich folgende Zentralkerne: Seealpen, Pelvoux (Masse von Oisans), Belledonne, Grandes Rousses, Montblanc, Aiguilles Nougues, Aarmassiv, Gotthardmassiv. Die innere oder die Zone des Monte Rosa besteht aus einem großen, verhältnismäßig einfach gebauten, weit gespannten Gewölbe von kristallinischen Felsarten, das an der Innenseite, gegen die piemontesische Ebene, scharf abbricht und auf der Außenseite von einem breiten, energisch gefalteten Bande von Sedimentärbildungen, der inneren Sedimentärzone der Westalpen (der „zweiten und dritten alpinen Zone“ Lorys oder dem „Brianonnais“ Dieners), umgürtet wird.

In dreifacher Hinsicht verdient diese innere Sedimentärzone der Westalpen unsere Aufmerksamkeit: der geologische Bau ist verwickelt, Erscheinungen des Metamorphismus sind sehr verbreitet, und die Ausbildung gewisser Schichten nähert sich der ostalpinen. Dieser den Westalpen sonst fremde Typus fällt am meisten bei den Triaskalken und Dolomiten mit Gyroporellen auf. Außer diesem Gestein wird die Trias des Brianconnais noch durch Quarzite, Hornsteine und Schiefer vertreten; in großer Verbreitung kommen Gesteine der Kohlenformation und verrucanoartige Gesteine der Permformation vor. Ferner sind Lias und Oberjura in Form von Kalksteinen bekannt, auch die Kreide und eozäne Konglomerate nachgewiesen. Der Metamorphismus hat namentlich die Gesteine der Kohlenformation ergriffen, zu der unter anderem auch chloritische Gneise und Glimmerschiefer, die Fortsetzung der weiter östlich ausgeschiedenen Casanna-Schiefer, gerechnet werden. Die eigentümlichste metamorphische Bildung dieser Zone sind aber die sogenannten Glanzschiefer (*Schistes lustres*), serizitische, kalkreiche Schiefer von halbkristalliner Beschaffenheit, deren Stellung lange verkannt war. Erst durch den Nachweis ihres Vorkommens in verschiedenen Formationen wurde eine Klärung wenigstens angebahnt. Die Hauptmasse der Glanzschiefer dürfte den paläozoischen Formationen, namentlich dem Karbon, angehören; aber auch in der Trias erscheinen Gesteine derselben Art. Merkwürdigerweise nimmt die metamorphe Beschaffenheit aus der Mittelzone des Brianconnais, die durch Gesteine der Kohlenformation gebildet wird, gegen Osten fortschreitend zu. Diese Mittelzone der

Kohlenformation ist zugleich für den geologischen Bau wichtig: östlich davon legen sich schiefe Falten nach Osten, gegen Italien, an, westlich davon fallen sämtliche Falten gegen Westen, gegen Frankreich, ein. Auf diese Weise kommt eine fächerförmige Struktur zu stande, die das ganze Brianconnais beherrscht. Nach Süden zu nimmt ein Band von Eozän statt der Kohlenformation die tektonische Mittelstellung ein; nach Norden erweitert sich nach M. Bertrand die Mittelzone dermaßen, daß selbst das Massiv des Monte Rosa einbezogen wird.

Auch in der äußeren Zone des Montblanc äußert sich der mächtige Seitendruck in der Fächerstruktur der Zentralmassen, die namentlich am Pelvoux, am Aar- und Gotthardmassiv und am Montblanc hervortritt (s. Band I, die Profile auf der Tafel bei S. 347, unten). Der Sedimentgürtel der äußeren Zone (die subalpinen Ketten) ist ebenfalls in intensiver Weise gefaltet. Seinen Verlauf am Außenrande der Seealpen, in der Gegend der Scharung mit den provenzalischen Ketten, haben wir schon oben gekennzeichnet. Durch die nordwestlich angeschlossene, breite Masse des Mont Pelvoux werden die subalpinen Ketten weit nach außen gedrängt, so daß sie zuerst ostwestlich, dann nordwestlich und endlich im Bogen umlenkend nordöstlich streichen und feston- artig die Masse des Pelvoux umgeben. Während die Hauptketten am Nordrande der Zone des Montblanc bis an ihr Ostende in den Glarner Alpen ununterbrochen fortstreichen, lösen sich bei Chambéry einzelne Ketten unter sigmoidaler Beugung (vgl. Band I, S. 345) und wiederholten Blattverschiebungen gegen Nordwesten ab und bilden das Juragebirge (vgl. Band I, S. 342).

So entsteht zwischen dem abgeirrten Jurazweig und dem Hauptstamm der Alpen die breite Niederung des Molasselandes, die durch Konglomerate, Nagelfluh und andere miozäne Bildungen eingenommen wird. Bevor wir diese äußerste subalpine Zone und den Hauptstamm der Alpen weiter verfolgen, werfen wir noch einen flüchtigen Blick auf das Juragebirge.

Seit langem werden die Juraketten als Schulbeispiel einer regelmäßigen Faltung angeführt (s. Band I, die Profile auf der Tafel bei S. 347, oben), und mit vollem Recht. Hier wechseln normale langgezogene Mulden („combes“) und Antiklinalen in sehr regelmäßiger Weise. Gegen Süden und Südosten, gegen das Molasseland zu, findet ein ziemlich steiler Absturz statt, während nach außen Bergformen und Falten flacher werden. Diese gehen allmählich in Flexuren über, die schließlich verschwinden, und der Kettenjura verflacht sich nach außen zum Plateaujura. Eine der merkwürdigsten Erscheinungen des Juragebirges bilden die Überschiebungen, die unter dem stauenden Einfluß der alten Massen des Schwarzwaldes und der Vogesen entstanden sind. Wie schon Band I (S. 358) bemerkt worden ist, breiten sich unmittelbar am Fuße der alten Gebirgskerne flachgelagerte oder schwach gegen Süden geneigte Juraschollen aus, die unter dem schützenden Einfluß der darunter liegenden starren kristallinen Masse der Faltung entrückt waren. Erst weiter südlich war die Möglichkeit zur Entstehung von Faltungen gegeben, nach der Lage der kristallinen Massen in ostwestlicher Richtung. Die bedeutendste dieser Ketten beginnt in den Montagnes du Laumont, streicht über den Mont Terrible bei Delémont bis zur Lägerkette bei Baden, am Ostende des Kettenjura. Der östliche Abschnitt dieser Kette ist nun, durch das Widerlager der alten Massen im Norden in der Tiefe gestaut, in der oberen Partie so intensiv gefaltet worden, daß die mannigfaltig gestörten Ablagerungen der Trias über Jura und Tertiär hinüberschoben wurden. Noch in einer anderen Beziehung ist das Juragebirge interessant: obwohl tektonisch ein Teil des Alpensystems, haben doch seine Ablagerungen nur zum geringsten Teil alpinen Typus. Besonders gilt dies von der Triasformation, daneben aber auch vom Jura, namentlich von den Bildungen an seiner oberen Grenze.

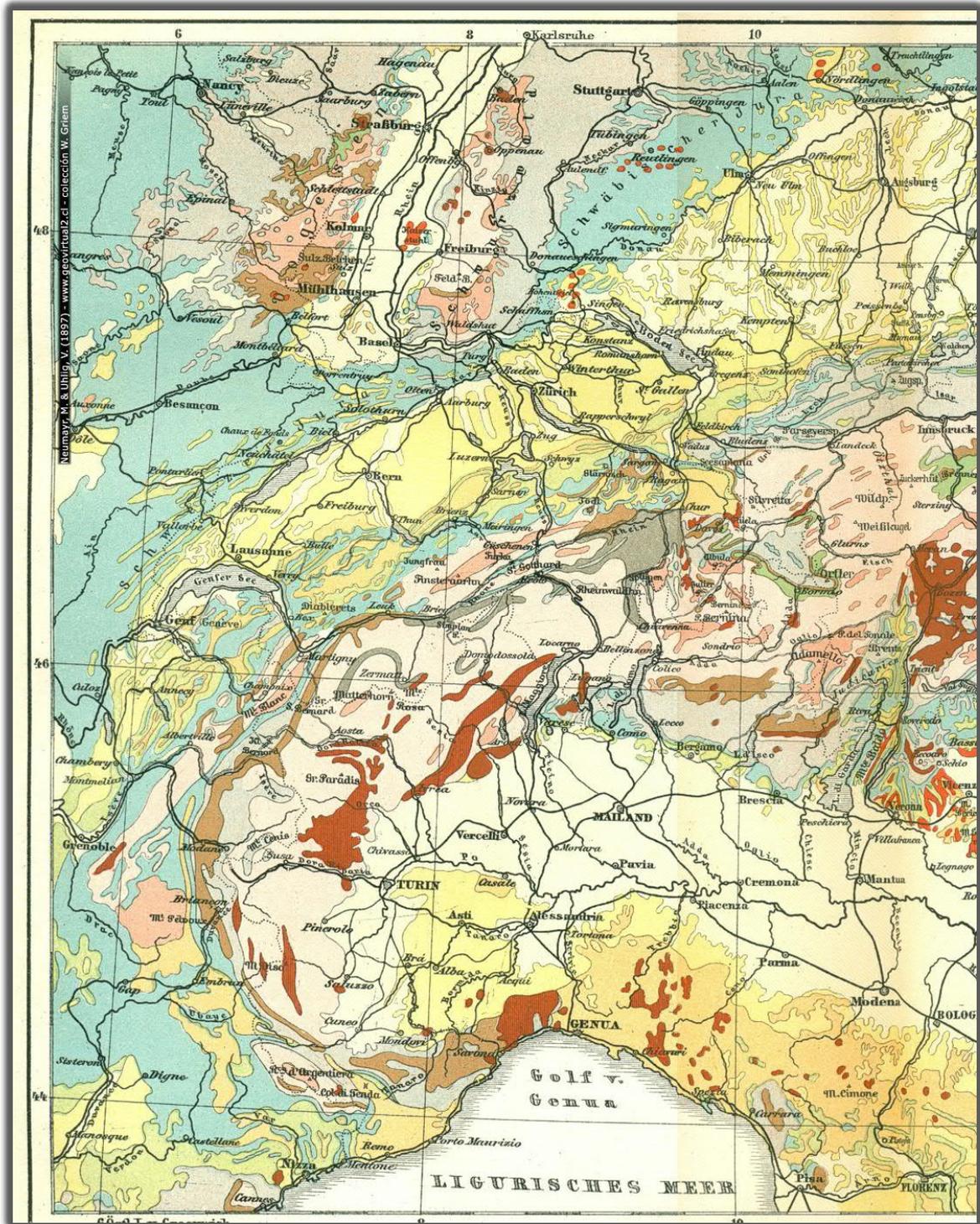


Abb. 3A: Geologische Karte der Alpen – Teil Westen

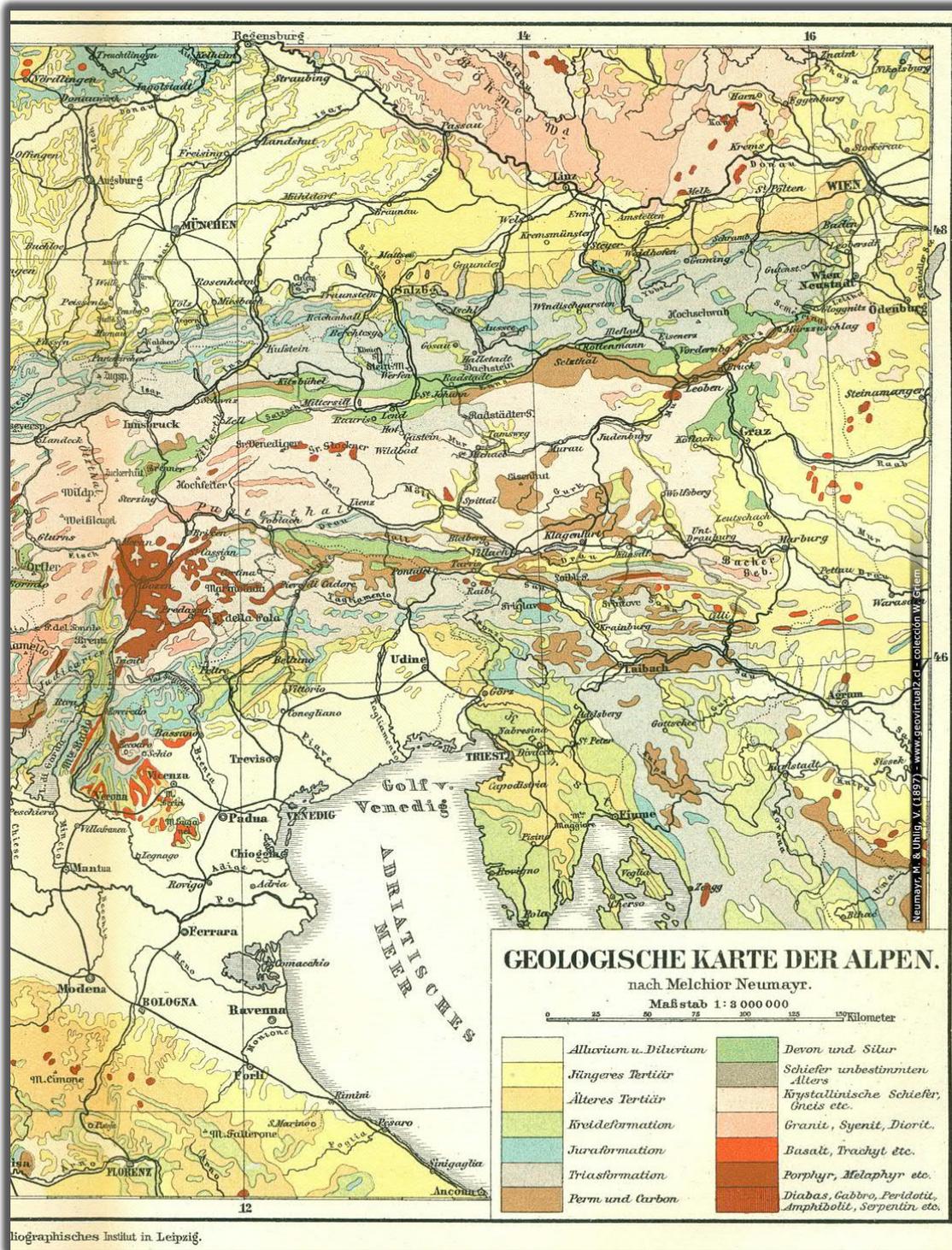


Abb. 3B: Geologische Karte der Alpen – West-Teil



Wir kehren zum Hauptstamm der Alpen zurück. In dem ganzen Zuge der sedimentären Bildungen am Außenrande der Montblanc-Zone herrscht intensive Faltung, die sich namentlich an der Finsteraarhornmasse in keilförmigen Einfaltungen der vorwiegend kalkigen Sedimentgesteine in Gneis und umgekehrt und in der Marmorisierung des Kalksteins extrem kundgibt (s. Abbildungen, Band I, S. 346 und 348). In der östlichen Fortsetzung der Finsteraarhornmasse liegen die Glarner Alpen: wiederum ein durch wahrhaft großartige Störungen ausgezeichnetes Gebiet. Eine stark gefaltete, breite Mulde eozäner Schiefergesteine ist hier von Süden her durch den Aufbruch älterer Gesteine überdeckt, und eine ähnliche Überlagerung des Eozäns durch ältere Gesteine findet von Norden her statt. Auch diese nördliche Decke wurde als Überfaltung gedeutet, wobei der Mittelschenkel des nördlichen Sattels durch die Gewalt der Bewegung förmlich ausgewalzt und gänzlich reduziert sein sollte. Bei dieser Doppelfalte seien also die geologisch jungen Eozängesteine der Muldenmitte im Norden wie im Süden durch schiefe, in entgegengesetztem Sinne überfaltete Sättel förmlich überwallt worden. Hinsichtlich des Nordflügels aber neigt man jetzt zu einer etwas abweichenden Deutung, indem eine völlige Überschiebung der Eozänschiefer durch die älteren Gesteine an einer flachen Überschiebungsebene von fast 16 km Breite vorausgesetzt wird, und in der Tat scheinen die neueren Beobachtungen im Glarner Hochgebirge (S. untenstehende Abbildung, Abb. 4) diese Ansicht wesentlich zu stützen. Übrigens ist der Unterschied beider Deutungen in gewisser Beziehung nicht so groß, als es auf den ersten Blick scheinen möchte: jedenfalls haben hier gewaltige Bewegungen der obersten Krustenteile ungefähr in horizontaler, aber einander gerade entgegengesetzter Richtung, einerseits von Süden nach Norden, andererseits von Norden nach Süden stattgefunden.

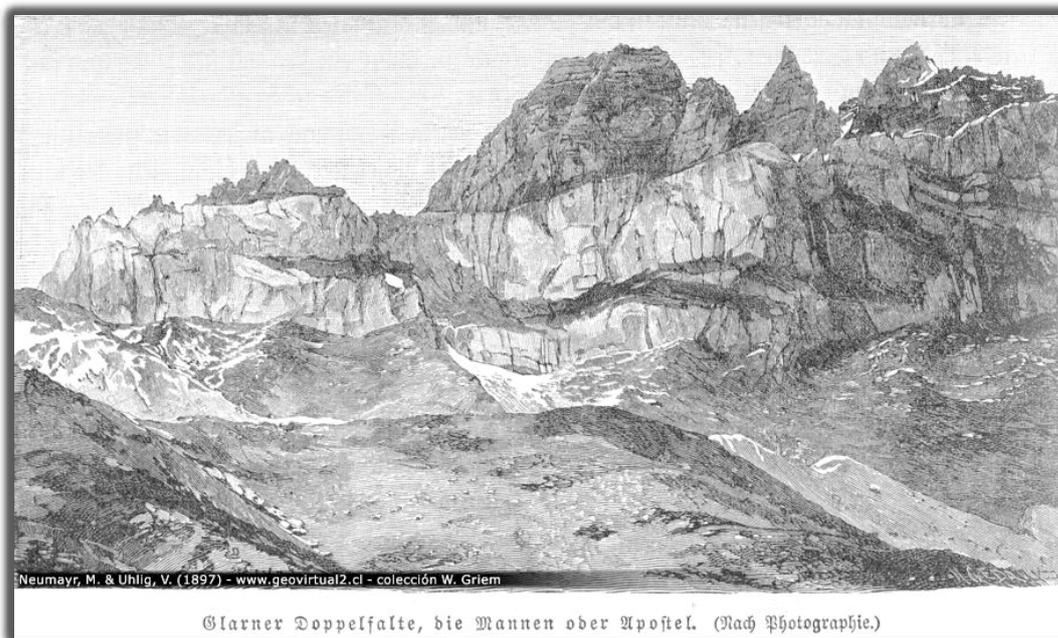


Abb. 4: Glarner Doppelfalte

Zwischen dem Molasseland im Norden und dem hochalpinen Sedimentärgürtel der Montblanc-Zone im Süden tritt in den Westalpen eine selbständige „voralpine“ Gebirgszone auf, die an der Arve beginnt, die Voirons, die Ketten des Chablais und der Freiburger Alpen umfaßt und sich von da in abnehmender Breite bis an den Rhein verfolgen läßt. Flyschschiefer und Sandsteine nehmen an der Zusammensetzung wesentlichen Anteil; namentlich aber fällt es auf, daß die mesozoischen Ablagerungen dieser voralpinen Zone eine andere Facies erkennen lassen als im

hochalpinen Gürtel. Die einzelnen Ketten im Norden dieser voralpinen Zone haben eine bogenförmige Gestalt: sie wenden die konvexe Seite der Krümmung nach außen, gegen Nordwesten; und wenn man die Lagerungsverhältnisse untersucht, so findet man, daß hier auf einer 120 km langen Strecke von der Arve bis zum Rhein bald Trias-Dolomit, bald Rät, Lias oder Jura auf alttertiärem Flysch aufrufen. Die mesozoischen Gesteine bilden gesprengte Gewölbe, deren Hangendes weithin über den Flysch geschoben wurde. Im südlichen Teil der Voralpen nehmen die Flyschbildungen überhand; in gewissen Strichen enthalten sie große Mengen von fremdartigen Gesteinen, und zwar bald als Bestandteile des Sandsteins, bald als einzelne große Blöcke, bald als Breccien. Manche unter diesen „exotischen“ Gesteinen sind den Alpen fremd, besonders die Granite. Daher wurde, weil die Annahme einer Einfuhr durch Eis bald widerlegt war, der Bestand eines Gesteinswalles angenommen, durch dessen Zerstörung die Blöcke geliefert worden sein sollten. Später wurden große Granitinseln im Flysch von Tanninges in Savoyen entdeckt, die man als Reste dieses unter der Einwirkung der Brandung des Tertiärmeeres verschwundenen Gesteinswalles (des „Vindelizischen Gebirges“ nach W. v. Gümbel) betrachten durfte. Andere Blöcke stimmen so sehr mit den in der Nähe anstehenden mesozoischen Gesteinen überein, daß man folgerichtig schloß, es hätten die mesozoischen Gesteine schon in alttertiärer Zeit Inseln im damaligen Meere gebildet und Strandgerölle geliefert.

Noch eine andere bemerkenswerte Erscheinung dieser Zone steht mit den exotischen Blöcken in einem gewissen Zusammenhang: eine säst geschlossene Reihe von Klippen mesozoischer Gesteine, die aus dem geologisch jüngeren Flysch auftauchen, wie wenn sie die Spitzen eines älteren, versunkenen und von Flysch eingehüllten Gebirges wären. So deutete man auch zumeist diese „Klippen“ der Schweizer Voralpen in der Simmentaler Kette, in den Giswyler Stöcken, im Stanzer und Buochser Horn und in der Gegend von Iberg. Die Übereinstimmung der meisten exotischen Blöcke (ausgenommen die Granite) mit den Gesteinen der Klippen mußte natürlich dieser Auffassung wesentlich Vorschub leisten. Trotzdem hat in neuerer Zeit eine andere Deutung, die nämlich, in den Klippen das Ergebnis einer Überschiebung zu erblicken, viel Anklang gefunden; ob mit Recht, müssen wir unentschieden lassen, da über die Art und Herkunft dieser Überschiebung bisher kein Einklang erzielt ist.

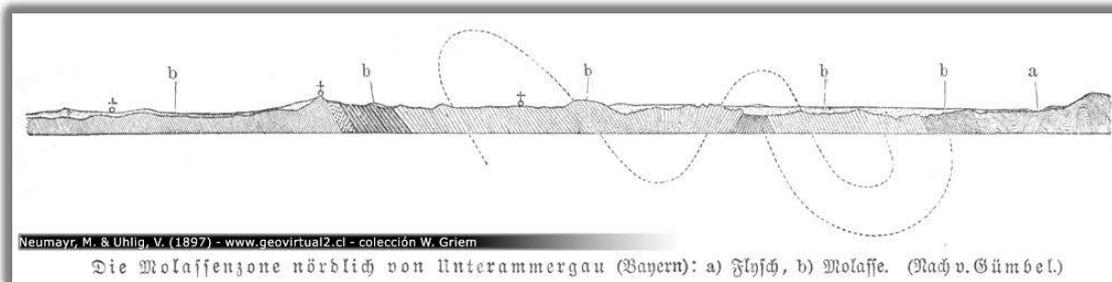


Abb. 5: Die Molassezone nördlich von Unterammergau (nach Gümbel)

Wir gelangen nun an das Molasseland (vgl. S. 370) am Nordrande der Alpen. In der Schweiz spielen hier neben Schiefertönen und Sandsteinen eigentümliche Konglomerate, die „Nagelfluh“, eine bedeutende Rolle und schwellen zu ungewöhnlicher Mächtigkeit an. Auch diese oberoligozänen und miozänen Gesteine wurden von der nordwärts drängenden Bewegung der alpinen Gebirgsbildung ergriffen, hier entstanden zwei oder drei schiefe Falten, „die Antiklinale der Molasse“, und der geologisch ältere Flysch ist auch hier wiederum über die gesunkene Molasse nach Norden überschoben. Die energische Faltung dieser Zone zusammen mit der bedeutenden Mächtigkeit der Molasse in der Schweiz hatte zur Folge, daß hier sehr ansehnliche Berge, wie der 1809 m hohe Rigi und der Speer, entstehen konnten. Wenn man aber die Molasse weiter

nach Osten verfolgt, nimmt die Höhe der Berge ab: über 1900 m dürfte sich kein Gipfel dieser Zone in den Ostalpen erheben, weil die Gesteinsmächtigkeit geringer und die Faltung weniger energisch ist. Im Wesen aber ist die Erscheinung dieselbe: auch in den Ostalpen sind die Schiefer-tone, Sandsteine und Konglomerate der Molasse am Alpenrande gefaltet, von Flysch überschoben und lagern sich weiter gegen Norden, vom Gebirgsrande entfernt, allmählich flacher (s. obenstehende Abbildung, Abb. 5). Obwohl die geringere Höhe der Molasseberge sowie die häufig mächtige Überdeckung mit pleistozänen Schottern verschiedener Art die Beobachtung der Antiklinale der Molasse in den Ostalpen erschweren, so darf doch darüber kein Zweifel bestehen, daß diese Zone ununterbrochen als ein einheitliches Band von Chambéry im Westen bis in die Gegend von Wien verfolgbar ist.

Eine zweite Zone, die sich, abgesehen von gewissen Veränderungen, ununterbrochen aus dem Westen nach Osten erstreckt, bilden die Voralpen. Die Gesteine des Sentis überschreiten den Rhein und setzen im Bregenzer Wald ein den Schweizer Ketten vollkommen analoges, hauptsächlich aus Kreideformation bestehendes Gebirge zusammen. Der Flysch, der in der Schweiz durch ältere Ketten in viele Streifen zerlegt war, tritt hier in geschlossenerer Zone hervor; weiter östlich verschwinden die älteren Inseln immer mehr, und endlich zieht der alttertiäre und oberkretazische Flysch oder Wiener Sandstein als ein festes Band bis an das Ostende der Alpen bei Wien. In den Westalpen besteht das nach innen folgende Gebirgs-glied aus den Zentralmassen der Montblanc-Zone; diese verschwindet nach Osten mit dem Finsteraarhorn- und Gotthardmassiv vollständig, und weiter östlich existiert nichts, was sich als Fortsetzung dieser Zone ansehen oder ihr an die Seite stellen ließe. Wie verhält sich nun die nördliche Kalkzone und die kristallinische Zentralzone der Ostalpen zu den Gebirgszügen der Westalpen, und wie vollzieht sich der Übergang aus den West- in die Ostalpen in diesem Teile des Gebirges?

Die auffallendste Erscheinung der ostalpinen Kalkzone bilden die mächtigen Kalk- und Dolomitmassen der Triasformation. Sie bedingen ausgedehnte Hochplateaus und beeinflussen so sehr die ganze landschaftliche und topographische Gestaltung der Alpen, daß man ihre Grenze, die Rheinlinie, mit der übrigens auch andere geologische Veränderungen ungefähr zusammenfallen, als die Hauptscheidegrenze des Alpenstammes betrachtet und hierauf die Einteilung in Ost- und Westalpen nach dem Vorgang von Mojsisovics begründet. Diese ostalpinen Triaskalke erscheinen zuerst östlich vom Rhein im Rätikon, und ihre östliche Fortsetzung nimmt in den Lechthaler Alpen das regelmäßige ostalpine Streichen nach Osten oder Ostnordosten an. Nahe der Rheinlinie dagegen lenken die Kalkketten des Rätikon um die nordwestliche Ecke der Silvretta Masse in, rechten Winkel nach Süden ein. Hier ist nun ihrem weiteren Verlauf nach Süden durch den großen Einsturzkessel des Prättigau vorderhand ein Ziel gesteckt; aber jenseits dieses inneralpinen Bruch- und Senkungsfeldes, das mit Flyschbildungen erfüllt ist, setzen die Kalkketten von neuem mit ungefähr meridionalen Streichen an und bilden die Oberhalbsteiner Alpen. Wie diese Kalkketten, so verläuft auch die kristallinische Adula-Masse, an die sich jene anlehnen, fast meridional. Das Adula-System und die Oberhalbsteiner Alpen im Gebiete des Hinterrheins sind nach einheitlichem Plan gebaut. Parallele Störungslinien zerlegen das Gebirge in schmale Schollen, von denen jede einzelne über die nach Westen anschließende geschoben ist. So grenzt das Adula-System mit einer durch die Nordsüdlinie beherrschten Tektonik in: Val Blegno an die fast ostwestlich streichende Tessiner Masse des Monte Rosa an. Und wenn nun auch die kristallinische Masse der Adula, die nach Nordosten schwenkende Silvretta- und die Livigno-Masse als materielle Fortsetzung des Tessiner Massivs und der kristallinischen Zone des Monte Rosa betrachtet werden dürfen, so sind doch diese meridional und nordöstlich streichenden Ketten tektonisch unabhängig von den Westalpen: sie bilden den Beginn der Ostalpen. Ähnlich verhält es sich mit den Triaskalken. Auch diese treten ja in eine gewisse räumliche Beziehung zu der

östlichen Fortsetzung der Sedimentärzone des Brianonnais oder der inneren hochalpinen Sedimentärzone. Die Triaskalke dieses westalpinen Gebirgsgürtels sind viel stärker entwickelt, als man früher angenommen hat, und stimmen völlig mit gewissen ostalpinen Triaskalken und Dolomiten überein, im Gegensatz zu den Triasbildungen am Rande der Montblanc-Zone, die sich in ihrer äußerst dürtigen Mächtigkeit anders als die ostalpinen entwickelt haben. In diesem Sinne dürfen wir die ostalpine Kalkzone mit ihren mächtigen Triaskalkmassen als Fortsetzung des Brianonnais ansehen, trotz ihrer tektonischen Unabhängigkeit.

Südlich vom Adula-Massiv gelangen wir im Tale des Tessin zu einer schmalen Zone steil gestellter Hornblendegneise und -Schiefer, die, gegen Südwesten streichend, bei Ivrea die piemontesische Ebene erreicht. Dann folgt gegen Süden abermals eine Zone von Granit, Gneis und anderen kristallinen Schiefergesteinen: das Seengebirge oder Massiv der Vier Seen (Lago d'Orta, Lago Maggiore, Lago di Lugano, Lago di Como), und endlich die südliche Kalkzone. Da sich nun das Seengebirge unmittelbar in der kristallinen Zone des Veltlin fortsetzt, diese aber den Ostalpen angehört, da ferner die Kalkkette am Südsaume des Seengebirges den Beginn der großen südlichen Kalkzone der Ostalpen bildet, so dürfen wir die westliche Grenze der Ostalpen, die wir von Norden her bis zum Adula-Massiv verfolgt haben, von da ab mit K. Diener an den Amphibolit-Zug von Ivrea verlegen, der das Massiv der Vier Seen gegen Westen, gegen die kristalline Zone des Monte Rosa, deutlich abscheidet.

Die kristalline Zentralachse oder die Urgebirgszone der Ostalpen besteht also an ihrem Anfang aus zwei Hauptgliedern, dem südlichen Gürtel des Seengebirges und des Veltlin und einem viel mächtigeren nördlichen Gürtel, der selbst wieder in zwei Zonen zerfällt. Von diesen setzt die eine im Adula-Massiv mit ungefähr meridionalen Streichen ein, schwenkt, von Kalkzügen begleitet, gegen Nordosten ab und nimmt endlich im Silvretta-Massiv, wie wir schon bemerkt haben, eine östlichere Richtung an. Die andere, die aus der ostwestlich streichenden Bernina-Masse und den kleineren Kernen der Livigno-Alpen besteht, schließt unmittelbar östlich an die Adula-Masse an, zieht im weiteren Verlauf ebenfalls nach Nordosten und geht endlich in das mächtige Massiv der Ötztaler Alpen über. Diese beiden Gürtel schmiegen sich erst eng aneinander an, gehen dann aber weiter auseinander. Die dadurch gegebene Mulde ist im Engadin und im ganzen Inntal bis oberhalb Landeck mit mesozoischen Bildungen erfüllt. Diese triadische und jurassische Auflagerung erscheint in mehrere nach Nordosten streichende Falten gelegt, dehnt sich aber auch in breiter Decke ost-südöstlich bis an den Ortler aus und tritt andererseits auch nach Westen um den Südrand der Silvretta-Masse mit den Kalkzügen der Oberhalbsteiner Alpen in Verbindung, und zwar durch die schmale Partie von rätischen und liassischen Schichten auf der Höhe des Albula-Passes. Außerdem haben sich noch einige kleinere Partien von mesozoischen Kalken auf dem Urgebirge der Silvretta- und der Bernina-Zone da erhalten, wo sie in Mulden oder Grabenbrüchen von der Denudation verschont geblieben sind, wie am Piz Alv. Der südliche Gürtel des Seengebirges und des Veltlin streicht bis zu dem intrusiven Tonalitstock des Adamello westöstlich, biegt hier gegen Nordnordosten um und nimmt jenseits von Meran die ostwestliche Richtung an, so daß also die gesamte Urgebirgszone der Ostalpen, mit ihr die nördliche und, wie wir sehen werden, auch die südliche Kalkzone, an ihrem Beginn einen sigmoiden Vorschub gegen Norden erkennen lassen, -östlich vom Brenner streicht die Urgebirgszone der Ostalpen als einheitliches Band geradlinig nach Osten, wird allmählich breiter und zugleich niedriger und geht schließlich in zwei voneinander wegstrebenden Ästen, den Niederen Tauern und Mürztaler Alpen im Norden und den Norischen Alpen im Süden, zu Ende. Im Winkel dieser beiden Äste liegt am Ostrande der Alpen die große Silur- und Devonmulde der Grazer Bucht, deren devonische Schichten sich durch mehrfache Anklänge an den rheinischen Typus des Devons auszeichnen. Hier erreichen im Kainacher Kessel auch die Gosaubildungen der Oberkreide die Zentralzone,

während ihr Auftreten sonst auf die Kalkzone beschränkt ist. Der südliche Ast trägt Auflagerungen karbonischer Schichten mit Pflanzenresten und Anthrazitflözen namentlich am Eisenhut und an der Stangalpe.

Im westlichen Abschnitte der Tauernkette treten aus dem Verbände der mannigfaltigen kristallinen Gesteine drei geologische Gruppen deutlich hervor: granitische Kernmassen sind von Gneis und Glimmerschiefer mantelförmig umhüllt, und an diese legen sich im Norden und Süden teils verschiedenartige Phyllite, teils eine wechselvolle Reihe von Schiefergesteinen (Hornblende-, Talk-, Chlorit-, Kalkglimmerschiefer etc.; Sturz „Schieferhülle“) mit Lagermassen von Serpentin und körnigem Kalk an. Bald bilden die Granite den Kern weitgespannter, kuppelförmiger Antiklinalen, bald kommt es zu südwärts gerichteten Überschiebungen der ganzen Masse. Im östlichen Tauernzuge nehmen die granitischen Kernmassen eine etwas schieferige Beschaffenheit (Zentralgneis) an. An der Grenze zwischen den granitischen Kernen und der Gneishülle treten in dieser einzelne Granitlager oder auch echte Granitgänge auf; man erblickt in diesen Kernen lakolithische oder batholithische Intrusionen.

Wir betrachten nun die jüngeren gefalteten Gürtel im Norden und Süden der Zentralzone. Über die Molassezone am äußersten Nordsaum haben wir oben einige Bemerkungen eingeflochten, mit denen wir uns begnügen können. Südwärts folgt die Flyschzone. Die Kreidewellen dieses Gürtels, die aus der Schweiz nach Osten streichen und die Rheinlinie überschreiten, verschwinden im Bregenzer Wald und am Grünten. Hier drängt die immer breiter vortretende Kalkzone der Ostalpen die Falten der Flyschzone weit nach Norden vor; hier, bei Hindelang an der Grenze der Kalk- und Flyschzone, kommt auch der von Gumbel beschriebene Aufbruch kristallinischer Gesteine vor, ein Seitenstück zu dem Granit von Tanninges in Savoyen. Die Breite der dortigen Flyschzone ist so stark reduziert, daß sie kein orographisch selbständiges Gebirgsglied bildet. In steile Falten zusammengeschoben, fallen die Schichten des alttertiären und oberkretazischen Flysch steil südlich unter die Bildungen der Kalkzone ein, die Kontaktfläche selbst aber ist eine ausgezeichnete, durch die ganze Ausdehnung des Gebirges verfolgbare Längsbruchfläche. In derselben Weise, wie sich der Flysch über die Molasse nach Norden schiebt, überwältigen auch die Kalkfalten den gefalteten und an dem Längsbruch abgesunkenen Flyschgürtel. In der Gegend von Salzburg ist die Flyschzone gänzlich versenkt: ein seltenes Beispiel eines Einbruches am Außenrand einer gefalteten Kette. Jenseits der Salzach aber breitet sich Flysch auf weiterer Fläche aus; die Schichten, die hier vorwiegend der Oberkreide angehören, wenden sich etwas mehr nach Nordosten. Diese Richtung herrscht bis an das Ostende der Alpen. Die Breite der Flyschzone schwillt bis zu 20 km an; und die meist reichbewaldeten, gerundeten und die Höhe von 1000 m selten übersteigenden Bergzüge bilden nun auch orographisch ein wichtiges Glied der Voralpen. Die Grenzlinie gegen die Kalkzone hat auch hier dieselbe Bedeutung wie weiter westlich. Ein Unterschied im geologischen Bau ist nur insofern vorhanden, als hier die Sandsteine und Schiefer in regelmäßiger Folge fast ausschließlich gegen Süden und Südosten einfallen. Man erklärt dies damit, die oberkretazisch-alttertiäre Schichtreihe sei in wiederholte schiefe Falten gelegt, die zum Teil durch Längsbrüche in eine Anzahl paralleler, übereinander geschobener Streifen, Schuppen, zerlegt werde.

In der nördlichen Kalkzone der Ostalpen spielen Triasablagerungen unbedingt die erste Rolle. Über ihnen folgen in gleichmäßiger, ununterbrochener Lagerung Jura- und Unterkreidebildungen; und räumlich herrschen trotz allen Wechsels der Hauptsache nach gegen den Flysch zu jüngere, gegen Süden ältere Schichten vor. In Nordtirol stellt sich die Kalkzone im allgemeinen als eine Folge von Mulden und Sätteln dar, die häufig von gewaltigen Längsbrüchen, auch von Querbrüchen und Verschiebungen durchzogen wird. Den einzelnen Falten entsprechen wildgezackte

Kalkketten, wie die Miminger Kette, der Wetterstein mit der Zugspitze, das Karwendelgebirge und das Kaisergebirge. Im Vergleich zu den Westalpen nimmt schon in Tirol die Faltungsenergie ab, Brüche treten vor; noch mehr aber in den östlichen Teilen der nordalpinen Kalkzone. Zugleich scheidet sich in dem Gebirgsabschnitt zwischen dem Inn, der die ganze Breite der Kalkzone in einem weiten Tale durchschneidet, und der Salzach die Kalkzone in einen nördlichen und einen südlichen Streifen. In diesem herrscht vorwiegend flache Lagerung. Hier entstanden in der Triaszeit auf weiten Flächen mächtige, bald geschichtete, bald massige Nisse kalkig-dolomitischer Natur (vgl. S. 197), die sich auch noch in Lias und Jura dabei oft so gleichmäßig fortbildeten, daß man nicht immer imstande ist, diese Formationen in den Kalkmassen streng zu begrenzen. Diese starren und überaus mächtigen Riffkalke wurden von der Faltung nur wenig betroffen, dagegen von gewaltigen Brüchen durchschnitten. An die Stelle der langgezogenen, zugeschärften Kämme der nordtiroler Kalkalpen treten breitmassige Kalkhoch-Plateaus und erheben sich mit steilen Wänden über den Werfener Schiefer der Untertrias, die in den Tiefenfurchen, meist an Längsbrüchen auftauchen. Verkarstete Steinwüsteneien von schauerlicher Öde bilden die Oberfläche dieser riesigen Kalkklötze. Regellos wechseln flache tellerartige Mulden und niedrige wellenförmige Erhöhungen. Da und dort entstehen wie in Karstgebieten Schluchten und brunnenartige Schlünde. Alles Gestein ist mit Karren bedeckt. Das Steinerne Meer, die Übergossene Alm, das Hagengebirge, das Tennengebirge, der Dachstein, das Tote Gebirge, die Ennstaler Kalkalpen sind die bekanntesten dieser von der Salzach und der Enns in tiefen engen Schluchten, dem Paß Lueg und dem Gesäuse, durchschnittenen Kalkhochplateaus, die mit der Raxalpe und dem Schneeberg südlich von Wien das Ostende der Alpen erreichen. Ist auch in dieser Zone eine scharfe Aufrichtung nicht vorhanden, so fallen doch im allgemeinen die Kalkplatten gegen Norden deutlich ein, d. h. von der Zentralkette gegen den Außenrand. Dadurch setzt sich dieser südliche Gürtel der nördlichen Kalkzone der Ostalpen in einen auffallenden Gegensatz zu dem nördlichen, in dem ebenso wie in der Flyschzone das Einfallen der Schichten gegen Süden als Regel gilt. Auch die Fazies-Verhältnisse der Trias- und Juraablagerungen sind zum Teil verschieden, und die Mächtigkeit der Schichten nimmt ab. Die Grenze dieser beiden Gürtel der Kalkalpen fällt nach A. Bittner mit der ausgezeichneten Längsstörungslinie Buchberg—Mariazell—Windischgarsten zusammen, an der die unterste Trias, Werfener Schiefer, derart an die Oberfläche tritt, daß die jüngeren, triadischen und jurassischen Schichten von Norden und von Süden unter die älteren Wersener Schiefer der Störungslinie einzufallen scheinen. Es ist dies also die Linie der größten Zertrümmerung des Kalkgebirges. Für die Geschichte der alpinen Faltungen ist der Umstand von Bedeutung, daß eine Reihe ausgedehnter Vorkommnisse von Gosau-Schichten innerhalb dieser Störungszone unmittelbar auf Wersener Schiefer aufrucht: ein Beweis, daß das Kalkgebirge schon zur Zeit der Oberkreide den tektonischen Bau von heute angenommen hatte.

Auch im Nordgürtel des Kalkgebirges ist die Zerstückelung durch Quer-, namentlich aber durch Längsbrüche sehr weit gediehen, so weit, daß die einzelnen Streifen selten volle Falten, sondern vorwiegend nur einseitige Schichtfolgen bilden. Wo sich diese regelmäßig wiederholen und nach derselben Richtung, nach Süden, einfallen, entsteht Schuppenstruktur, wie dies von A. Bittner in den niederösterreichischen Kalkalpen, namentlich dort, wo die Alpen schon die nordöstliche Richtung der Karpaten angenommen haben, klar erkannt worden ist. Man faßt diese einseitigen Wiederholungen der Schichtfolge als die übereinander geschobenen Hangendflügel schiefer oder liegender Falten auf, deren Liegendflügel zerrissen wurden.

Im Süden schließt sich an die Kalkzone die Grauwackenzone an, ein Gürtel paläozoischer Schiefer, Sandsteine und Grauwacken mit untergeordneten Kalk- und Dolomitlagern, der im Gegensatz zu dem schroffen, zackigen Charakter der Kalkalpen durch gerundete und sanfte Formen

ausfällt. Obwohl in Steiermark und Salzburg mehrere silurische, devonische und karbonische Horizonte in diesen Schichten durch Versteinerungen festgestellt sind, so ist man doch bei der außerordentlichen Seltenheit der Versteinerungen von einer durchgreifenden Gliederung noch weit entfernt. Übrigens ist hier ein großer Teil der Sedimente kristallin geworden: die Ablagerungen der Kohlenformation haben sich in semitische Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite, Kohlen in Graphit umgewandelt, was am Semmering, in der Gegend von Bruck in Obersteiermark und am Steinacher Joch in Tirol durch Pflanzenreste bestimmt nachgewiesen ist. Aber auch dort, wo noch keine Versteinerungen gefunden sind, dürften die Kalkphyllite, Quarzphyllite, die Tonschiefer, Tonglimmerschiefer und Dolomitleger dieser durch Erzreichtum ausgezeichneten Zone hauptsächlich der Kohlenformation, zum kleineren Teil auch älteren paläozoischen Formationen angehören. Eine strenge Gliederung nach Altersstufen ist aber vorläufig ebensowenig durchführbar wie bei der westlichen Fortsetzung dieser Gebilde, den Bündner Schiefern der Ostschweiz und den Glanzschiefern des Briançonnais. Ja, bei diesen westalpinen Bildungen ist die Unterscheidung noch schwieriger, weil hier auch jüngere Schichtgruppen ganz ähnlich entwickelt sind: die Glanzschiefer enthalten einen triassischen, die Bündner Schiefer außerdem noch einen liassischen Anteil. Natürlich ist deshalb auch die Entzifferung des geologischen Baues schwierig. Trotzdem hat man erkannt, daß die Schichten in steile Falten gelegt sind und im allgemeinen ein Abfallen von der kristallinen Zone gegen Norden stattfindet.

Der Gegensatz zwischen den harten, widerstandskräftigen Gesteinen der Kalkzone und den weichen Schichten südlich davon kommt nicht nur in den Bergformen zum Ausdruck, er gibt auch Veranlassung zu einer eigentümlichen Anordnung der Wasserläufe und zu charakteristischer Talbildung. Fast durch die ganzen Ostalpen verläuft ein Zug ostwestlich gerichteter, breiter und tiefer Längstäler, die teils genau auf der Südgrenze der Kalkzone, teils in deren unmittelbarer Nähe liegen: in Steiermark das Mürztal, das Murtal von Bruck bis Leoben und die tiefe Depression, die vom Murtal zum Ennstal bei Rottenmann zieht, das Ennstal bis Radstadt. In gleicher Weise folgt das Inntal auf der langen Strecke von Schwaz bis Landeck genau der Südgrenze der Kalkzone, und dieselbe Lage hat in den Südalpen ein großer Teil des Pustertales. Die Gesteine der Permformation, meistens rote Konglomerate, Schiefer und Sandsteine, in Nordtirol auch verrucanoartige Quarz-Serizit-breccien und Quarz-Serizit-Phyllite, liegen diskordant und transgredierend auf den Bildungen der Grauwackenzone, stehen dagegen in vollkommener Konkordanz mit den darauffolgenden mesozoischen Schichtgruppen der Kalkzone.

Das Vorkommen mesozoischer Ablagerungen schneidet übrigens mit der südlichen Grenze der Kalkzone nicht vollständig ab. An mehreren Stellen liegen größere oder kleinere Schollen auf der kristallinen Zentralkette und auf kristallinen paläozoischen Schiefern, haben hier in der Regel eine Veränderung erlitten und mehr oder weniger Anlage zu kristallinischer Struktur. Weitaus das wichtigste dieser Vorkommnisse stellen die „Radstadter Tauern-Gebilde“ dar, triadische Ablagerungen von stark kristallinischer Beschaffenheit, stellenweise mit Spuren von Versteinerungen, die südlich von Radstadt einen großen Flächenraum bedecken. Andere, kleinere Vorkommnisse triadischer und liassischer Auflagerungen finden sich in den Stubai Alpen südlich und südwestlich von Innsbruck und an einigen anderen Punkten.

In den Westalpen zeichnen sich ähnliche mesozoische Schollen (vgl. Band I, S. 383) auf den kristallinen Zonen durch flache Auflagerung aus, so daß man zu der Annahme gedrängt wird, es hätten in nachmesozoischer Zeit keine faltenden Bewegungen stattgefunden. Anders bei den bisher näher untersuchten Vorkommnissen der Ostalpen. Ein schmaler Streifen von Triasdolomit zwischen Mauls und Weissenbach auf der Südseite des Brennerpasses ist nach G. Stäche und F. Teller in Form einer nach Süden überschobenen schiefen Mulde dem paläozoischen

Quarzphyllit eingefaltet; und an den Triasschollen südlich von Innsbruck beobachteten F. Frech und F. Sueß bedeutende, nach Norden gerichtete Überschiebungen. Auch hier ist aber die transgressive Auflagerung der permisch-mesozoischen Schichtfolge auf dem älteren Gebirge nachweisbar. Nach F. Teller ist sogar anzunehmen, daß diese jüngere Schichtfolge in ihrer räumlichen Verbreitung schon ursprünglich von älteren tektonischen Linien, Längsbrüchen oder tiefer eingesenkten Faltenmulden beeinflußt und von einem vorher gebildeten tektonischen Relief abhängig war. Die späteren Einfaltungen, Überkipnungen und Überschiebungen der transgredierenden jüngeren Schichtreihe gingen nach demselben Grundplan vor sich wie die älteren Faltungen.

Die Verfolgung der mesozoischen Kalkschollen der geschlossenen Zentralzone hat uns den südlichen Kalkalpen genähert. Das Auftreten einer breiten Zone von mesozoischen Kalkbildungen am Südrande des Urgebirges hat hauptsächlich die Lehre vom symmetrischen Bau der Ostalpen hervorgerufen. Daran wurde die Vorstellung (vgl. Bd-1, S. 355) geknüpft, es hätten die Zentralmassen der Alpen beim Aufsteigen aus den Tiefen der Erde die Kalkbildungen zu beiden Seiten weggeschoben und in Falten gelegt. Diese Vorstellung mußte mit dem Fortschritt der Wissenschaft verlassen werden und lebte nur noch insoweit aus, als gewisse Kernmassen der Zentralalpen für Lakkolithen gehalten werden. Obwohl man über das Wesen der Gebirgsfaltung zu anderen Anschauungen geführt wurde, hat doch die Frage des symmetrischen Baues der Ostalpen ihr Interesse nicht eingebüßt. Der Eindruck, den schon ein flüchtiger Blick auf eine geologische Karte der Alpen (bei S. 488) hinterläßt, spricht zu gunsten des symmetrischen Baues, und selbst bei näherer Betrachtung finden sich unverkennbare Analogien. Fallen die Kalkmassen der Nordalpen vom Urgebirge zunächst nach Norden ab, so legen sich aus der Südseite ähnliche Kalkdecken mit schwacher Neigung nach Süden an. Den nordwärts gerichteten Überschiebungen und Faltungen der Nordalpen entsprechen solche nach Süden oder Südosten in den südlichen Kalkalpen. . Allerdings werden diese Erscheinungen in den Südalpen nicht von allen Beobachtern als echte Faltungen anerkannt: gerade einer der kompetentesten Beurteiler, E. Such, möchte darin Absenkungen, Flexuren, erblicken. „Ich bezeichne diese Störungen“, sagt Sueß, „als Flexuren, obwohl sie sich alle von dem einfachen Typus der stufenförmigen Flexur durch zwei Merkmale unterscheiden, nämlich dadurch, daß der Hangendflügel überbogen oder überkippt ist, und daß der liegende Gebirgstheil eine wenn auch flache Neigung in entgegengesetzter Richtung hat. Hierdurch erhalten diese Störungen das Aussehen von sehr oberflächlichen schiefen Falten, aber es muß wohl jede Flexur diese Abänderung erfahren, wenn zugleich mit der Senkung eine horizontale Bewegung nach der Richtung der Senkung stattfindet.“

Mag auch die Natur jener südalpinen Falten fraglich sein, über andere tiefgreifende Unterschiede zwischen Nord- und Südalpen kann kein Zweifel bestehen. So treten in den südlichen Kalkalpen mitten aus den mesozoischen Bildungen Aufbrüche von Quarzphyllit und anderen halbkristallinen, der paläozoischen Periode angehörigen Gesteinen auf, wie solche den Nordalpen vollständig fremd sind. Ein solcher Ausbruch liegt zwischen dem Nordende des Iseo-Sees und dem Idro-See; dann folgt der mächtige, von Granit durchsetzte Aufbruch der Cima d'Asta, östlich von Trient, die Insel von Quarzphyllit in der Tiefe des Tales von Recoaro, die kleineren Inseln von Lorenzago bei Pieve di Cadore, endlich der langgestreckte Zug der karnischen Hauptkette und der Karawanken. Eine zweite Tatsache von Bedeutung ist die verschiedene Verteilung der Eruptivgesteine, die im Norden fast gänzlich fehlen, im Süden dagegen fast in allen Perioden weithin an die Oberfläche gelangt sind oder als Lakkolithen gefördert wurden. Aus alt-permischer Zeit stammen die große Quarzporphyrdecke von Bozen, die porphyrischen Ergüsse am Luganer See und am See von Orta und die zahllosen kleineren Gänge von Porphyry, die über die ganze südliche Kalkzone verstreut sind. In der Trias, vielleicht auch später wurden hauptsächlich

basische Ergüsse, deren Ausbruchsstelle in dem mächtigen granitischen und dioritischen Eruptivstock von Predazzo (vgl. Bd. I, S. 276) erkannt ist, in Form von Tuff und Lavadecken namentlich der Trias von Südtirol eingeschaltet. Noch großartiger ist die ganz analoge Masse von Tonalit, einer quarzreichen Abänderung von Diorit, und Granit, die den Re di Castello, den Adamello und die Presanella zwischen Val di Sole, Balle Camonica und Judikarien zusammensetzt, und in der Richtung der sigmoidalen Beugung der Ostalpen an ihrem Beginne nach Nordosten abgewichen ist. Der Ausbruch dieses gewaltigen Stockes von Tiefengesteinen erfolgte in obertriadischer oder nachtriadischer Zeit. Denn da, wo an der südöstlichen Begrenzung Triaskalkstein vom Tonalit durchbrochen wird, ist der Kalkstein weithin in Marmor umgewandelt und mit allen den Silikatmineralen bereichert, die sich in Predazzo oder an den Kontaktblöcken der Somma (vgl. Bd. I, S. 166) als untrüglicher Beweis vulkanischen Einflusses aus das sedimentäre Nebengestein einstellen. Damit ist das verhältnismäßig jugendliche Alter und die intrusive Natur dieser riesigen Masse dargetan. Wahrscheinlich ist der Tonalit nicht bis an die Oberfläche gelangt, sondern als Lakkolith in der Kruste geblieben: während z. B. in der Umgebung des sonst so ähnlichen Stockes von Predazzo echte vulkanische Ausbruchsgesteine, Tuffe, Lavadecken, in großer Ausdehnung vorkommen, ist an dem viel größeren Adamello nichts derartiges bekannt. Auch sind Geschiebe von Tonalit in vorpleistozänen Konglomeraten niemals gefunden worden.

Von Intrusivbildungen sind ferner noch zu nennen: der Granitzug von Meran und Bruneck, der Granit der Lima d' Asta, die dioritischen, von einer mineralreichen Kontaktzone umgebenen Lakkolithen von Klausen. Diese letzten sind von höherem, vorpermischem, geologischem Alter, weil sich Gerölle dieses Diorits in den permischen Konglomeraten unter dem Porphyry finden. An viel jüngeren Eruptivgesteinen fehlt es aber auch nicht. Aus der Tertiärzeit stammen die basaltischen Ergüsse des Vicentinischen und die Trachyte der Euganeen (vgl. Bd. I, S. 271).

Da nun zu diesen bedeutungsvollen Unterschieden zwischen den nördlichen und südlichen Kalkalpen andere, den Bau im einzelnen beeinflussende Abweichungen hinzukommen, so darf von einem streng symmetrischen Bau der Ostalpen nicht gesprochen werden.

Die südliche Kalkzone beginnt als schmales Band am Südabhang des Massivs der Vier Seen. Ausgedehnte Porphyrydecken, Konglomerate und rote Sandsteine der Permformation breiten sich diskordant und transgredierend mit flachen Schichten über den abgewaschenen Schichtköpfen der gefalteten Gesteine des Seegebirges (mit Einschluß der karbonischen Bildungen von Manno) aus. Auf dem Perm ruhen in ununterbrochener Abfolge die mesozoischen Ablagerungen. Sie bilden eine nach Osten allmählich breiter werdende Sedimenttafel, für deren Bau bis zum Val Sabbia hauptsächlich Brüche maßgebend sind; nur in den der Ebene genäherten Teilen des Gebirges werden südwärts gerichtete Überschiebungen beobachtet. Erst am Idro-See ändert sich der Bau des Gebirges; in einem mächtigen Bogen dringt die Kalkzone weit nach Nordnordosten ein, um hier in der Etschbucht auf breiter Fläche ein gebrochenes, in gewissen Linien wohl auch gefaltetes Schollenland zu bilden. Die Kalkzone wiederholt also die bekannte sigmoidale Beugung des Urgebirges. Doch wird die Grenzlinie beider nicht einfach durch Anlagerung bestimmt, sondern durch einen der großartigsten Brüche der Alpen, den Judikarienbruch. „Wer vom Idrosee nordwärts in das Tal des oberen Chiese, die Judikarien, eintritt, sieht zu seiner Linken mächtige dunkle Massen von permischem Porphyry, Tuff, Schiefer und Sandstein, zu seiner Rechten aber die bleichen Kalkwände der oberen Trias. Das Absinken des Gebirges zur Rechten mag wohl leichtlich 2000 m betragen. Das ist jener gewaltige Bruch, mit welchem das Absinken alles ostwärts gegen die Etsch liegenden Gebirges beginnt. Auch bei Storo besteht dieser Gegensatz beider Talseiten. Etwa 9 km weiter in dem geradlinig gegen Nordnordosten gerichteten Tals, am Ausgang des Val di Daone ist der Bruch in eine große Flexur übergegangen. Dieselben Bänke des

Muschelkalkes, die weiter gegen Westen mit Granat und Epidot beladen, als weiße Marmorlagen westwärts unter den Granit tauchen, neigen sich hier als dunkle petrefaktenreiche Bänke in großen Bogenstücken ostwärts zum Tals, um unter die höheren Triasbänke hinabzusinken, die in flacher Lagerung die Ostseite der Judikarien bilden." (E. Sueß.)

Aus dem Judikariental zieht dieser merkwürdige Bruch geradlinig gegen Nordnordosten, erreicht das Val Rendena, durchquert dann das Gebirge und kreuzt bei Male das Val di Sole und südlich von Meran das Etschtal. Im nördlichen Teil dieser 102 km langen Strecke besteht der Westrand des Bruches aus Gneis und Phyllit. Unmittelbar vor dem Eintritt ins Etschtal taucht am Bruch ein Tonalitstock hervor; auch weiter ostwärts, wo sich eine Umbeugung der Judikarienlinie gegen Nordosten und endlich gegen Osten, ja Ostsüdosten vollzieht, wird der Bruch von einer langgestreckten, bis Bruneck reichenden Granitzone begleitet. Am Ostende dieser Zone, doch etwas weiter nördlich, erscheint eine andere lakkolithische Einschaltung von Granit, die Autholzer Masse; die Judikarienlinie aber setzt sich in eine Reihe von kindischen Dolomit-Riffen und Liasgesteinen fort, die durch F. Teller von Bruneck bis Wimbach unweit Sillian verfolgt und als eine gegen Süden überschobene Falte im paläozoischen Phyllit erkannt worden ist. Diese Riffe bilden jedoch nur die Ausläufer eines langgestreckten, gefalteten mesozoischen Kalkgebirges, das bei Abfaltersbach unweit Sillian beginnt und zwischen den Längstälern der Drau und Gail ost-südöstlich bis Villach hinzieht. Im Norden sowohl wie im Süden ist es von Phyllit umfaßt und darin gewissermaßen versenkt; denn zwei mächtige Längsbrüche: der Draubruch im Norden und der Gitsch- oder Gailbruch im Süden, trennen die mesozoischen Kalkfalten vom Phyllit. Diese Faltungsbüchse vereinigen sich bei Abfaltersbach, und ihre Fortsetzung ist die Judikarienlinie. Damit stehen wir vor einer ungefähr 330 km langen Dislokation, die in ihrem östlichen Teil durch Gebirgsfaltung bedingt ist, während in der gegen Nordnordosten gerichteten Strecke, der Judikarienlinie im engeren Sinne, der Bruchcharakter vorwiegt.

Werfen wir nun einen Blick auf das von dem weiten Bogen dieser Dislokationslinie umrahmte Gebirge. Hier macht sich ein großer Unterschied zwischen dem östlichen und westlichen Teile geltend. In diesem nehmen die mesozoischen Kalkbildungen zu beiden Seiten der Etsch, entsprechend dem Schwenken der Kalkzone gegen Nordnordosten, einen breiten Raum ein und verschmälern sich allmählich gegen Osten. Hier tritt dagegen in den Karnischen Alpen zwischen der Auslagerungslinie der permisch-mesozoischen Schichtfolge und dem Quarzphyllit südlich der Gaillinie ein intensiv gefaltetes paläozoisches Gebirge in langem, fast ostwestlichem Zuge hervor, das bei Sillian beginnt und am Ostende der Karnischen Alpen in die Karawanken übergeht. Die so interessante Ausbildung dieser paläozoischen, das Silur, Devon und Karbon umfassenden Schichtreihe haben wir oben an verschiedenen Stellen (S. 117 und 155) kennen gelernt. Die Schichtfolge ist bis zum Mittelkarbon ununterbrochen. Dann wurde das Gebirge gefaltet, und im Oberkarbon trat eine teilweise Transgression ein. So auffallend ist der Gegensatz zwischen der energisch gefalteten paläozoischen Kette und dem südlich anschließenden, flach liegenden permisch-mesozoischen Schollenland mit seinen Absinkungsbrüchen, daß die vorpermische Gebirgsfaltung gerade hier von G. Stäche und F. Frech bestimmt erkannt werden konnte.

Aus dem permisch-mesozoischen Schollengebirge der südlichen Kalkalpen erhebt sich östlich von Trient eine große, von Südwesten nach Nordosten gestreckte Partie von paläozoischem Quarzphyllit, durchbrochen vom Granit der Lima d'Asta. Diese Partie wird von manchen als Emporwölbung betrachtet, während E. Sueß in ihr einen stehengebliebenen Horst erblickt, an dem das Land im Südosten an mehreren Brüchen, besonders der Sukanatal-Spalte, zur Tiefe niedergebrosen ist. Das tektonische Gesetz, das diesen Teil der Alpen beherrscht, kommt hier zu

großartigem Ausdruck: der Granit der Cima d'Asta überschiebt den südwärts abgesunkenen Triaskalkstein, und unter ihm erscheinen in verkehrter Folge der Reihe nach Jura, Kreide und Eozän.

Zwischen der alten Scholle der Cima d'Asta und der Gegend von Meran, wo die hakenförmige Beugung der Judikarienlinie beginnt, breitet sich jene große, schildförmige Porphyredecke aus, die wir schon (S. 497) flüchtig erwähnt haben. Dadurch zerfällt das Kalkgebirge in drei Partien; die südliche umfaßt das Gebiet der Sette Comuni bis in die Gegend von Belluno, die westliche, das Gebirge der Etschbucht, reicht bis an die Judikarienlinie, die östliche bildet jenes Gebiet, das man mit wenig Berechtigung als die „Dolomitregion von Südtirol“ zu bezeichnen pflegt. Das Land südlich von der Cima d'Asta vergleicht E. Sueß mit einer großen, südwärts blickenden Treppe, deren Stufen gegen Osten an Breite und Zahl zu-, an Höhe aber abnehmen. Die Suganatal-Linie läßt sich mit ihren untergeordneten Spalten nordöstlich gegen Pieve di Cadore und darüber hinaus verfolgen. Auf mindestens 2000 m schätzt man den Betrag der Absenkung an dieser Linie, von der die Belluneser Linie abzweigt und mehr östlich gegen Belluno zieht. Die weitere Fortsetzung dieser zweiten ist vermutlich die „Frattura periadriatica“ Taramellis, eine Bruchlinie, die bei Gemona den Tagliamento kreuzt und bis gegen den Isonzo hin die Grenze der höher liegenden Triaskalke gegen die abgesunkenen und daher südlich vorliegenden Kreide- und Tertiärberge Venetiens bildet.

Das Gebirge der Etschbucht (Ronsberg, Brentagruppe und die Bergzüge zwischen der Etsch, dem Garda- und Idro-See) liegt an der nordnordöstlich streichenden Strecke der Judikarienlinie in einer Region heftiger Störung, die sich durch das Auftreten mehrerer, der Judikarienlinie paralleler Linien äußert, an denen die Schichten gegen Osten oder Südosten gesenkt und überbogen sind. Diese Verbiegungen der Schichten können als Falten, aber auch als überschobene Flexuren gedeutet werden; oben (S. 497) haben wir sie mit den Worten von E. Sueß gekennzeichnet. Einzelne dieser Falten oder Flexuren biegen in der Nähe des Etschtales nach Osten um. Eine weitere Komplikation ist durch einzelne nordsüdliche Brüche gegeben, die westlich vom Gardasee, in der Gegend von Recoaro, fächerförmig auseinandertreten, und zu denen auch der große Randbruch von Schio gehört, der den langen, in die venezianische Ebene bis Este vordringenden Sporn alpinen Gebirges gegen Osten begrenzt.

Östlich von der großen Porphyrlatte von Bozen ist in den Südtiroler Dolomiten das Gebirge ganz anders angeordnet. Gleichsam eine flache Schüssel bildend, liegen hier die permisch-mesozoischen Ablagerungen da. Ein Blick auf einen jener mächtigen Kalkstöcke, wie die Drei Zinnen bei Schluderbach (f. die Tafel, Bd. I, S. 12), genügt, die fast horizontale Schichtung und den Mangel echter Faltungerscheinungen zu erkennen. Dagegen ist dieses durch seine landschaftliche Schönheit berühmte Gebiet (vgl. S. 200) von zahlreichen großen Brüchen durchzogen. Unter diesen ist am bedeutendsten die Villnösser Linie, die aus dem Quarzphyllit von Klausen in das Triasgebirge eintritt, das Fanes-Gebirge und den Monte Cristallo schneidet und in östlicher Richtung bis Bladen (Sappada) verfolgt worden ist. Die permischen Schichten, mit denen sich dieses flache Schollengebirge auf den Quarzphyllit im Norden anlegt, bilden einen rings hervortretenden Schichtkopf, der als Denudationsrand aufzufassen ist. Dasselbe gilt auch noch für den weiter östlich gelegenen und schon bedeutend schmäleren Teil des mesozoischen Schollenlandes im Comelico und im Ursprungsgebiet des Tagliamento.

Ganz anders in den östlichen Karnischen Alpen und Karawanken. Hier ist das Kalkgebirge gegen die paläozoische Kette durch einen mächtigen und verwickelten ostwestlichen Bruch, den Hochwipfelbruch F. Frechs, abgegrenzt. Andererseits tritt hier die Fortsetzung der Suganatal-Linie mit fast ostwestlichem Streichen nahe an den Hochwipfelbruch heran. Daher zerfällt hier das Kalkgebirge in eine hochgradig gestörte nördliche Zone zwischen dem Hochwipfelbruch und der

Suganatal-Save-Linie und in eine südliche Zone, die Julischen Alpen, die verhältnismäßig ruhige Lagerung aufweist. Auch in den Karawanken ist das Faltenland durch steil in die Tiefe setzende Längsbrüche in zahlreiche, weithin verfolgbare, selbständige Zonen zerspalten. Die Julischen Alpen, die südwärts an der Isonzo-Linie gegen die kretazisch-tertiäre Zone abbrechen, gehen in die gegen Südosten hinziehenden dinarischen Ketten über. Von diesen aber wissen wir, daß sie ebenfalls nach innen, gegen die Adria, an großen Längslinien zur Tiefe gehen. So vollzieht sich im Umkreis der Südalpen ein stufenförmiges Abbrechen gegen die lombardisch-venezianische Ebene und gegen die Adria. E. Sueß schreibt diesen „periadriatischen“ Brüchen und Senkungen eine besondere Bedeutung zu: die südwärts überschobenen Falten oder Flexuren der südlichen Kalkalpen sollen durch das Bestreben, die gesunkene Scholle zu überschieben, entstanden sein. Die erste Anlage der Adria, deren pleistozäne Erweiterung wir wiederholt besprochen haben (vgl. Bd. I, S. 373; Bd. II, S. 406), wäre demnach eine Erscheinung, die etwas früher eingetreten sein müßte als die überschobenen Flexuren oder Faltungen. Vorläufig ist aber diese großartige und einheitliche Auffassung des südalpinen Gebirgsbaues noch nicht streng bewiesen; im Gegenteil ist für das dalmatinische Küstenland von G. Stäche die Ansicht ausgesprochen worden, die tertiäre Faltung der dinarischen Ketten solle dem Einbruch des alten adriatischen Festlandes vorausgegangen sein.

Mit unserer Betrachtung sind wir nun an das Ostende des Hauptstammes der Alpen in jenes Gebiet gelangt, wo zwei wichtige Erscheinungen unsere Aufmerksamkeit fesseln: der verwickelte Abbruch der Alpen gegen das Wiener und das ungarisch-steirische Miozän-Becken, und zweitens das rutenförmige Auseinandertreten einzelner alpiner Aste. Diese Erscheinungen haben wir (Bd. I, S. 360 und 361) eingehend besprochen. Auch die erdgeschichtliche Entwicklung des Alpensystems, die wiederholten Faltungen, sind vorher berührt und ausführlich aus Seite 362—364 des I. Bandes dargestellt worden.

Die Karpaten.

Unmittelbar östlich vom Süden der böhmischen Masse, bei St. Pölten, biegt das östlichste Stück der Nordalpen scharf nach Nordosten um, nimmt die Streichungsrichtung der Karpaten an und erreicht so die Donau bei Wien. Der eigentliche Wienerwald besteht aus den kretazischen und alttertiären Flyschablagerungen oder Wiener Sandsteinen, die hier auch in ihrer Gesteinsentwicklung und in dem Hervortreten zahlreicher kleiner, isolierter Klippen von Jurakalcken im Flyschgebiet der nächsten Umgebung von Wien, bei St. Veit und im benachbarten Tiergarten schon den karpatischen Typus haben. Auch die Kalkzone wendet sich in der Gegend südlich von Wien nach Nordosten, bricht aber einige Kilometer südwestlich von Wien plötzlich ab. Ebenso wendet sich die nördliche Hälfte der kristallinen Kette aus der Gegend von Graz und Leoben nach Nordosten, endet aber noch weit früher als die Kalkzone, indem sie schon mit dem südöstlich von Wiener-Neustadt gelegenen Rosaliengebirge abbricht, und taucht unter die jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens.

Die Alpen schneiden hier nicht vollständig ab. Eine Reihe stehen gebliebener Trümmer lehrt uns die Verbindung der Nordalpen und der nördlichen Hälfte der Zentralkette mit den Karpaten. Am deutlichsten tritt das bei der Sandsteinzone hervor. Bei Wien schließen sich an den Wienerwald jenseits der Donau der Bisamberg und andere Höhen an. Dann folgt allerdings eine etwa 45 km lange Strecke, die von jungtertiären und diluvialen Bildungen bedeckt ist; aber jenseits erscheint

der Flysch etwas nordöstlich von Nikolsburg in Mähren in übereinstimmender Richtung wieder, und von hier setzen sich die Karpaten weithin nach Osten, bis nach der Bukowina, Rumänien und Siebenbürgen, fort. Allein auch in dem Zwischenraum südlich von Nikolsburg, in dem der Sandstein fehlt, sind unverkennbare Zeichen des Zusammenhanges in einer Anzahl großer isolierter Berge aus Jurakalk vorhanden, die sich, in einer Linie gelegen, zwischen die nördlichen und die südlichen Sandsteinpartien einschieben. Das sind die Klippen oder Inselberge von Ernstbrunn, Staats, Falkenstein, Polau und Nikolsburg, die durch ihre schroffen Formen und ihre ansehnliche Höhe inmitten der sanften Hügelland einen ausfallenden Charakterzug der Landschaft bilden.

Einer der auffallendsten Unterschiede der Karpaten gegenüber den Alpen besteht in der Breite des Sandsteingürtels und in der Mächtigkeit seiner Gesteine. Während die Flyschzone der nordöstlichen Alpen nur ausnahmsweise (zwischen Salzach und Traun und im Wienerwald) die Breite von 12 km übersteigt, in der Regel aber bedeutend dahinter zurückbleibt, hat die karpatische Sandsteinzone weithin eine Breite von 100 km, stellenweise bis zu 120 km. Die Mannigfaltigkeit der Gesteine ist erheblich größer als in den Alpen.

Der geologische Bau der Sandsteinzone stellt ein regelmäßiges System mit dem Außenrand des Gebirges parallel laufender Falten dar, die im westlichen Teile des Gebirges nordsüdlich, später nordöstlich streichen, in der Mitte ostwestlich und im Osten südöstlich gerichtet sind, endlich an der siebenbürgisch-rumänischen Grenze nach Süden und dann nach Westen umschwenken. In den Synklinalen sind vorwiegend die jüngeren, tertiären Gebilde herrschend, während in den Antiklinalen die älteren, der Kreideformation angehörigen Schichten zum Vorschein kommen. Die ältesten Ablagerungen, die in den meisten Antiklinalen auftauchen, gehören der unteren Kreide, dem Neokom, an; doch nicht ausnahmslos. Es finden sich nämlich zwei derartige Linien im äußersten Norden und im äußersten Süden der Sandsteinzone, wo noch ältere Gesteine, Angehörige der Juraformation, hervortreten, aber nicht als große zusammenhängende Schichtmassen über weite Strecken, sondern in zahllosen Kalkriffen von der verschiedensten Größe, vom großen, zu mehrere hundert Meter relativer Höhe aufragenden Berge bis zur isolierten Felsnadel und dem nur wenige Kubikmeter messenden Blocke. Das sind die karpatischen Klippen, die zu den sonderbarsten und auffallendsten geologischen Erscheinungen der ganzen Erde gehören. Von den zwei Klippenzonen verläuft die eine am nördlichen, die andere nahe dem südlichen Rande des Sandsteingürtels.

Die nördliche Zone ist nicht auf große Erstreckung zu verfolgen. Sie beginnt in Mähren an der Betschwa und erstreckt sich von da durch Österreichisch-Schlesien nach Westgalizien, wo sie südwestlich von Krakau endet. Diese Strecke ist namentlich durch das reichliche Vorkommen von Korallenriffbildungen des obersten Jura ausgezeichnet, wie sie vor allem die durch ihre prachtvoll erhaltenen Versteinerungen berühmten Korallenkalke von Stramberg bei Neutitschein in Mähren und einer Anzahl anderer wohlbekannter Fundorte, wie Inwald, Ignaziberg etc., darstellen. Während auf dieser Strecke die Klippen in Menge vorhanden sind, schließt sich gegen Südwesten eine Gegend an, wo sie nur sehr vereinzelt Vorkommen; von Meseritsch gegen Südwesten bis an die March treten einige wenige Kalkfelsen genau in der Verlängerung der klippenreichen Zone aus dem Sandstein hervor. Jenseits der March findet sich im Verfolg derselben Richtung noch ein einzelnes Vorkommen von Jurakalk bei Tschettechowitz im Marsgebirge südwestlich von Kremsier in Mähren: gegen Westen die letzte Klippe der nördlichen Zone, die aus dem Sandstein hervorragt. Zieht man jedoch eine den Nordrand der Alpen bei Wien mit dem Beginn der Karpaten verbindende Linie über den Wiener Kesselbruch hinweg, oder, mit anderen Worten, ergänzt man über diesen hin die ehemalige Gebirgsgrenze und

verlängert dann parallel dieser Linie die Richtung der Klippenzone über das Senkungsfeld, so findet man, daß sie genau auf jene oben geschilderten Inselberge von Nikolsburg, Staatz, Ernstbrunn etc. fällt, die in der Lücke zwischen Alpen und Karpaten aus der Ebene oder aus flachem Hügelland hervorragten, und diese stellen tatsächlich die Verlängerung der nördlichen karpatischen Klippenreihe dar, die sich mithin bis nahe an die letzten Ausläufer der alpinen Sandsteinzone fortsetzt.

Ist die nördliche Klippenlinie wegen des Nachweises für die Zusammengehörigkeit von Alpen und Karpaten und wegen des Versteinerungsreichtums einiger Fundorte von Bedeutung, so ist die südliche Zone von Interesse, weil hier das Phänomen der Klippenbildung in ungleich schönerer Entwicklung auftritt. Sie beginnt in Ungarn im Neutraer Komitat in der Nähe von Waag-Neustadt und zieht sich von da im Bogen durch die oberungarischen Komitate Trentschin und Arva nach Galizien, wo sie namentlich bei dem Städtchen Neumarkt sehr entwickelt ist. Weiterhin tritt sie wieder auf ungarisches Gebiet und zieht sich hier durch die nordöstliche Ecke der Zips und bis etwa in die Mitte des Saroser Komitats. Von da an bildet allerdings der südliche Klippenzug keine zusammenhängende Linie mehr; aber eine Reihe getrennter Vorkommen in den Komitaten Zemplin, Unghvär und Marmaros gestattet, der weiteren Fortsetzung bis gegen die siebenbürgische Grenze zu folgen. Wir sehen also hier einen riesigen Bogen, dessen Länge etwa 550 km beträgt und fast ganz Ungarn im Norden umspannt.

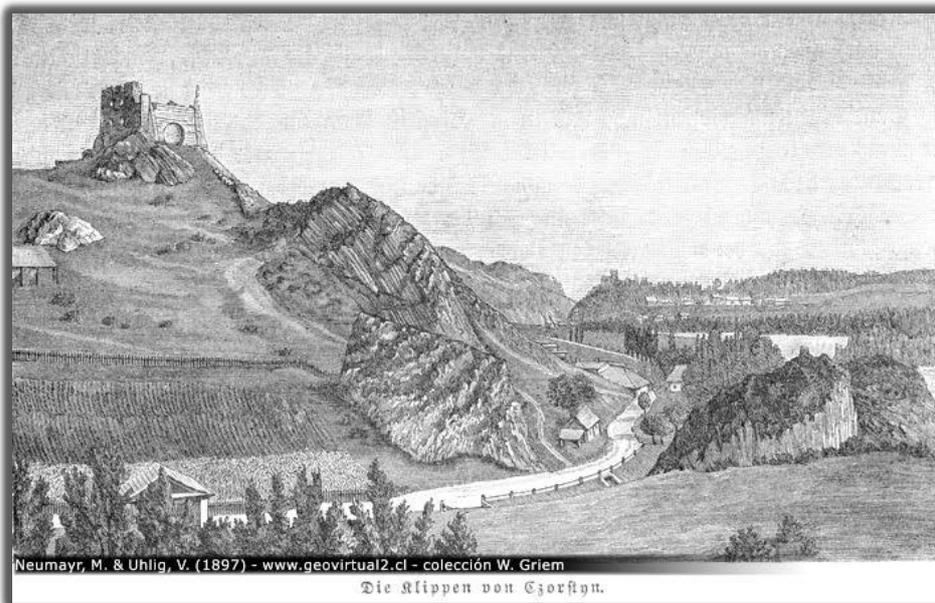


Abb. 6: Die Klippen von Czorstyn

Diesen Klippenzug können wir nicht in seiner ganzen Ausdehnung verfolgen; aber die Erscheinungen, die ihn begleiten, sind zu merkwürdig, als daß wir nicht wenigstens seine Entwicklung dort etwas näher betrachten sollten, wo das Phänomen seinen Höhepunkt erreicht. Zwischen Neumarkt in Galizien und Palocsa im Saroser Komitat in Ungarn, auf einer Strecke von wenig mehr als 100 km Länge, sind über 2000 Klippen zusammengedrängt. Dabei ist die Breite des Zuges sehr gering: sie dürfte 2 km kaum irgendwo übersteigen, bleibt aber in der Regel erheblich hinter diesem Maß zurück, so daß gegen 30 Klippen auf das Quadratkilometer kommen. Da aber einzelne Striche arm an solchen Felsen sind, so drängen sie sich in den anderen außerordentlich eng zusammen. Eine kleine Anzahl unter diesen mehr als 2000 Klippen bildet ansehnliche Höhen, so in erster Linie der Penin bei Szczawiniza in Galizien, ein mächtiger Berg, der durch den Dunajezfluß in zwei Teile zerschnitten wird, und nach dem diese Klippenregion den

Namen des penninischen Klippenzuges erhalten hat. Noch einige andere sind ansehnlich genug, ihre Umgebung zu beherrschen; aber es ist das doch nur eine geringe Minderzahl. Der Hauptsache nach sind die Inraklippen viel zu klein, um auf den landschaftlichen Charakter im großen Einfluß üben zu können. Die hauptsächlichsten Reliefformen werden durch die Beschaffenheit der umgebenden Sandsteine und ihre Lagerung bedingt; aber deren sanft gerundeten Höhenzügen und Mulden sind zahllose kleinere Nadeln, Obelisken, Zuckerhüte, Pyramiden oder gerundete Köpfe von Kalk aufgesetzt, die nur darum an der Oberfläche hervortreten, weil ihr Material härter ist und der Verwitterung besser widersteht als die umgebenden Schiefer und Sandsteine. Einzelne der jurassischen Klippengesteine sind jedoch leicht verwitterbar, bilden gar keine Terrain- hervorragungen und stellen nur im geologischen, nicht im landschaftlichen Sinne Klippen dar.

Man kann sich kaum einen merkwürdigeren Anblick denken, als wenn man in einer unbewaldeten Gegend mit kleinen und sehr zahlreichen Klippen von einem benachbarten Höhenpunkt aus die Zone betrachtet: es ist, als ob über die sonst sehr sanfte Landschaft ein schmales, rauhes Band gelegt worden wäre, das ganz von felsigen Kuppen, Klötzen, Nadeln und Zinnen starrt (s. Abbildung 6). Noch auffallender gestalten sich aber die Verhältnisse, wenn man sie vom geologischen Standpunkte betrachtet und eine Erklärung dieser Bildung versucht. In erster Linie ist dabei die außerordentliche Unabhängigkeit der einzelnen Kalkpartien voneinander von Bedeutung. Sehr oft bestehen zwei unmittelbar nebeneinander gelegene Felsen aus durchaus verschiedenen! Material, ja aus verschiedenen Faziesentwickelungen eines und desselben Horizonts und zeigen durchaus verschiedenes Streichen und Fallen. Schon daraus geht hervor, daß durchaus nicht alle Klippen die äußersten Spitzen großer Massen darstellen, die in die Tiefe fortsetzen; denn dürfte man sie sich in dieser Weise nach abwärts erweitert, so würden sie sich nach allen Richtungen schneiden, was natürlich unmöglich ist. Viele, ja wahrscheinlich die Mehrzahl sind nichts weiter als gewaltige Blöcke, die allseits von den jüngeren Mergeln und Sandsteinen umschlossen sind, und in der Tat ist schon eine Anzahl von Klippen durch Steinbrucharbeiten vollständig ausgerottet worden. Ebenso gewiß aber ist es, daß viele andere dieser Kalkpartien, namentlich die größten, wirklich anstehen, und bei diesen ist auch gewöhnlich die Streichungsrichtung regelmäßiger und mit der Längserstreckung der Klippenzone parallel. Ebenso bemerkt man bei diesen größeren Vorkommnissen, daß ihre Schichten im nördlichen Teile der Klippenzone nach Norden, im südlichen nach Süden einfallen; wahrscheinlich hat man es also mit einer antiklinalen Falte zu tun, die stark zersprengt und zersplittert ist. Die Richtigkeit dieser Auffassung wird dadurch bewiesen, daß auch die umgebenden Sandsteine bei aller Verwirrung und Unordnung der Lagerung im einzelnen und in der unmittelbaren Nähe der Klippen doch, im ganzen betrachtet, hier ebenfalls ein Gewölbe bilden.

Ist nun auch damit das Wesen der Erscheinung in den allgemeinsten Umrissen gegeben, so fragt man doch, warum denn hier mit der Faltung das ganz absonderliche Phänomen der Klippenbildung verbunden ist, während in Tausenden anderer Fälle nichts Ähnliches zu bemerken ist. Man hat verschiedene Erklärungen versucht. Man hat angenommen, daß die Klippen schon als solche aus dem Kreidemeer hervorgeragt hätten, oder daß hier eine sehr große Verwerfung stattgefunden habe; allein diese Ansichten sind bei näherer Untersuchung nicht haltbar. Wahrscheinlich haben wir es mit einer einfachen Faltenbildung zu tun, bei der nur durch die ungewöhnliche Beschaffenheit der Gesteine ganz abnorme Gefolgeerscheinungen hervortreten. In erster Linie wirkt wohl der große Unterschied in der Widerstandskraft und Härte zwischen den überaus festen Jurakalken und den weichen darüberliegenden Neokomschiefen und Sandsteinen. Aller Wahrscheinlichkeit nach wurden diese ganz bruchlos gebogen, während die darunterliegenden Kalke durch die Stärke des Druckes zerbrochen und zertrümmert wurden. Hier kommt aber noch

ein anderer Punkt hinzu. Gerade in der Klippenregion stoßen zwei ganz voneinander verschiedene Ausbildungsarten des Jura zusammen und grenzen fast ohne Übergang aneinander; beide weichen in der Mächtigkeit sehr voneinander ab und sind außerdem entschieden in ziemlich verschiedener Meerestiefe gebildet. Die Jurabildungen stellen also von allein Anfang an nicht eine große, einheitliche, horizontale Kalktafel dar, sondern zwei ungleich mächtige, in verschiedenem Niveau gelegene Tafeln, die in der Klippenregion aneinander grenzen und hier durch ein auf abschüssigem Meeresgründe abgelagertes, schräges Mittelstück miteinander verbunden sind. Denken wir nun den gewaltigen Seitendruck, der die Faltung des ganzen Sandsteinsystems hervorgebracht hat, in seiner Wirkung auf diese eigentümliche Kalkablagerung, so ist es erstens klar, daß gerade hier eine Störung von außergewöhnlicher Stärke hervortreten mußte, die größte und intensivste Falte der ganzen Sandsteinzone. Außerdem aber konnte an der Berührungsstelle jener Kalktafeln gar keine normale Antiklinale entstehen! das Verbindungsstück mußte vollständig zertrümmert und die Schichtköpfe der beiden horizontalen Platten ineinander geschoben werden. Bedeutende Teile wurden vollständig zermalmt und zersplittert und die weichen, damals wohl noch etwas plastischen Neokongesteine zwischen die Kalktrümmer geknetet oder diese in jene hineingepreßt. Nur auf diese Weise können wir uns von den so überaus seltsamen Erscheinungen Rechenschaft geben, und auch die verschiedenen Einzelheiten im Auftreten der Klippen stimmen damit vortrefflich überein.

Die Sandsteinzone, innerhalb deren die Klippenlinien liegen, bildet den hauptsächlichsten und den beständigsten Bestandteil der Karpaten; ja, in manchen Strichen bestehen diese ausschließlich nur aus Sandsteinen, oder es sind ihnen von anderen Gesteinen nur noch mächtige Masten von trachytischen Eruptivgebilden beigemischt, die erheblich jünger sind als die Sandsteine. Das ist in einem bedeutenden Abschnitte des Gebirges der Fall, der sich von der Linie Kaschau—Tarnow weithin nach Osten bis in die Gegend von Marmaros-Sziget erstreckt, indem an einer mächtigen Verwerfung, der dem Verlaufe des Hernadflustes nördlich von Kaschau folgenden Hernadlinie, alle älteren Massen des Innenrandes in die Tiefe gesunken sind. Östlich und westlich davon ist eine Entwicklung älterer sedimentärer und kristallinischer Gesteine vorhanden, die sich mit der Zentralkette und der nördlichen Kalkzone der Alpen vergleichen läßt. Dagegen fehlt jede Spur einer südlichen Kalkzone oder eines südlichen Flyschzuges.

Die Karpaten stellen demnach ein echtes einseitiges Gebirge dar, allerdings von sehr verwickeltem Bau, von dem wir nur wenige Hauptzüge näher ins Auge fassen wollen. Während an dem großen das Ostende der Alpen bezeichnenden Einbruch die Sandsteinzone in der oben geschilderten Weise bei Wien über die Donau setzt, lösen sich von dem Vorsprunge der Alpen bei Wiener-Neustadt beschränkte Partien von kristallinischen Schiefen und mesozoischen Kalken ab, die aus der Ebene hervorragen. Weitaus das bedeutendste unter diesen Bruchstücken der versunkenen Alpenkette ist das von Südwesten nach Nordosten gerichtete Leithagebirge zwischen Neustadt und Bruck an der Leitha. Weiterhin folgen schon an der Donau die Hamburger Berge, deren unmittelbare Fortsetzung jenseits der Donau die Kleinen Karpaten bilden; sie beginnen bei Preßburg und streichen von da nach Nordosten, wo dann bald eine weit reichlichere Entwicklung der älteren Gesteine beginnt.

Wenn wir den mittleren Teil der Karpaten ins Auge fassen, wo alle Glieder des Gebirges am vollständigsten entwickelt sind, so fällt hier eine Anordnung der Masten auf, die vielfach an die Erscheinungen erinnert, wie wir sie in den westlichen Alpen, in der Schweiz und in Südfrankreich kennen gelernt haben. Hier tritt im Süden eine mächtige, zusammenhängende kristallinische Zone auf, und nördlich oder westlich liegen, von dieser und voneinander durch jüngere

Ablagerungen getrennt, die einzelnen vorgeschobenen Zentralmassen des Finsteraarhorns, des Montblanc, der Belledonne, Pelvuyx etc. In derselben Weise sehen wir in der zentralen Region der Karpaten vor die Hauptgruppe der kristallinen Gesteine einige isolierte Massen nach Norden hinausgerückt, namentlich die Magura in den ungarischen Komitaten Trentschin und Arva und die Hohe Tatra, zu denen etwa noch das kleine Braniskogebirge zwischen Leutschau und Eperies gerechnet werden darf. Sowohl die Tatra als die Magura sind durch das Austreten gewaltiger Granitmassen ausgezeichnet, an die sich in geringerer Menge Gneise anschließen, und denen namentlich nach Norden mesozoische Kalkbildungen vorgelagert sind.

Wie in den Westalpen die vorgeschobene Montblanc-Gruppe an Gipfelhöhe die inneren Teile der Alpen überkiff, so verhält es sich auch in den Karpaten! die Hohe Tatra überragt in einer Reihe mächtiger Gipfel alle übrigen Teile des großen ungarisch-galizischen Gebirgsbogens. In erster Linie ist die Tatra dadurch ausgezeichnet, daß sie, obwohl ein Bestandteil der Karpaten, doch fast isoliert aufsteigt. Im Süden schiebt sich hier in das Gebirge eine breite, großenteils von Diluvialgebilden bedeckte Fläche, die Zipfer und Liptauer Ebene, ein; im Norden ist das Sandsteingebiet zwischen dem Tatra-Rande bei Zakopane und den Bergen nördlich von Neumarkt ein niedriges Hügelland, und auch nach Osten und Westen überragt die Tatra ihre Umgebung so erheblich, daß sie aus dieser ziemlich unvermittelt emporwächst. Besonders fällt dieser Eindruck auf, wenn man sich der Tatra von Südosten her nähert und hier die höchsten und schroffsten Gipfel, die Lomnitzer, Gerlsdorfer, Schlagendorfer Spitze, den Eistaler Turm etc., fast unmittelbar aus der Zipser Ebene sich erheben sieht. Gerade die Berge auf der Südseite der Tatra sind durch ihre außerordentlich schroffe, zackige, wild zerrissene Form ausgezeichnet (s. Abbildung 7), obwohl sie aus Granit bestehen, der sonst gerundete Kuppen zu bilden liebt. Die Ursache davon liegt in dem außerordentlichen Quarzreichtum der Tatrgranite, der dem Gestein hervorragende Widerstandskraft verleiht. Einen dritten merkwürdigen Zug der Tatalandschaft bilden endlich die zahllosen kleinen Seen, die „Meeraugen“, die als Zeugen und Produkts der Vergletscherung während der Eiszeit zurückgeblieben sind (s. Abbildungen, Band I, S. 567, und Band II, S. 439).



Abb.7: Die Tatraspitze

Bildet so die Hohe Tatra eine kleine geologische Welt für sich, ein Gebirge im Gebirge, so stellt dagegen der Rest der Karpaten trotz aller Verschiedenheit im einzelnen ein zusammenhängendes Ganzes dar. Zu seinen mannigfachen Eigentümlichkeiten gehört vor allem das Auftreten ungeheurer Massen von Eruptivgesteinen aus der Trachytfamilie, die in keinem anderen Gebiete Europas in so enormer Entwicklung vorkommen; z. B. die Trachytmasse von

Schemnitz und Kremnitz mit ihren berühmten Erzlagerstätten, ferner der mehr als 100 km lange und sehr breite Eruptivzug, der die oben genannte Bruchlinie des Hernadtales östlich begleitet. In annähernd nordsüdlicher Richtung verlaufen diese Trachytberge von Tokay an der Theiß bis

nördlich von Eperies. Den nördlichen Teil bezeichnet man als den Eruptivstock von Kaschau-Eperies, die südliche Hälfte ist unter dem Namen der Hegyallya bekannt, auf deren trachytischem Boden der edelste Wein des Ungarlandes reist. Von da an zieht sich dann dem Innenrande der Karpaten entlang ein nur stellenweise auf kurze Strecken unterbrochener Trachytzug durch Ungh, Beregh und die Marmaros nach dem nördlichen Siebenbürgen und von da der Ostgrenze dieses Landes entlang bis etwa 50 km nördlich von Kronstadt. Außerdem treten in dem westlichen Grenzgebirge zwischen Ungarn und Siebenbürgen große Massen von Trachyten auf und bilden hier im siebenbürgischen Erzgebirge das Muttergestein der Golderze, die in den Bergwerken von Vöröspatak, Aranyo Spatak etc. abgebaut werden.

An der Innenseite der Karpaten findet sich ein gewaltiges Senkungsfeld, das säst das ganze von dem Karpatengebirge umspannte Gebiet in sich begreift: die ungarische Ebene, die zu den Karpaten gehört, wie die Po-Ebene zu den Alpen oder das Tyrrhenische Meer zu den Apenninen. Allerdings bildet Niederungarn, das gewaltige, von Donau, Theiß und anderen großen Flüssen durchströmte und von ihren Anschwemmungen überschüttete Flachland, keine ganz ununterbrochene Ebene, sondern es ragen mannigfache kleinere Berggruppen und Höhenzüge daraus hervor, so das Fünfkirchener Gebirge im Süden, vor allem aber das von Südwesten nach Nordosten verlaufende ungarische Mittelgebirge. Dieser Gebirgszug bildet in ähnlicher Weise eine Fortsetzung des nördlichsten Teiles der Südalpen, wie sich die karpatische Sandsteinzone an den Flyschgürtel der Alpen anschließt. Langgestreckt, aber mehrfach unterbrochen und ohne irgend welche namhafte Gipfelentwicklung zieht er schräg durch Ungarn am nordwestlichen Ufer des Plattensees vorbei gegen das Knie der Donau bei Waitzen; der Bakonyer Wald, das Vertesgebirge, das Grauer und Ofener Gebirge gehören ihm an. In der Gegend zwischen Gran und Ofen setzt er über die Donau, wo sich dann weiterhin die Matra und das Bückgebirge anschließen. Diese allerdings nicht sehr hohe Kette scheidet die große ungarische Niederung in zwei ungleiche Teile: die oberungarische Ebene im Nordwesten, der als Hauptorte Komorn und Raab angehören, wird auf diese Weise von Niederungarn geschieden, dessen unabsehbare Flächen die Theiß durchströmt.

Das westeuropäische Schollenland.

Die Region der südeuropäischen Kettengebirge mit den dazu gehörigen Gebieten des Mittelmeeres und des nordafrikanischen Gebirgslandes in Tunis, Algerien und Marokko wird sowohl im Norden als auch im Süden von weiten Räumen begrenzt, in denen keine nennenswerte Aufrihtung junger Ablagerung stattgefunden hat. Gegen Süden bildet dieses ungestörte Areal eine geologische Einheit: die große afrikanische Wüstentafel. Anders verhält es sich dagegen im Norden, wo die außerordentlich mannigfaltig gebauten Gebirge, Stufenländer und Ebenen von Mittel und Nordeuropa vorliegen. Hier treten alte Massen aus, wie das Zentralplateau von Frankreich, die Vogesen, der Schwarzwald, der Böhmerwald und die mitteldeutschen Gebirge, abgestufte Sedimentärtafeln und Becken, wie das Pariser Becken, die süd- und mitteldeutsche Jura- und Triaslandschaft, weite Diluvialflächen, wo ältere Ablagerungen nur vereinzelt hervortreten, wie in der norddeutschen und in der sarmatisch-russischen Ebene. Kurz, die Mannigfaltigkeit ist so groß, daß es auf den ersten Blick schwer wird, Hauptzüge herauszufinden, die diese vielfach zerstückelten Glieder beherrschen und über ihre tektonische Zusammengehörigkeit orientieren.

Trotzdem existieren solche leitende Erscheinungen, deren Bedeutung Sueß hervorgehoben hat. Betrachten wir das Vorland nördlich der Karpaten, so finden wir in Ostgalizien, in Podolien und der Bukowina, wo sich die Flüsse tiefe Rinnale in die Ebene eingeschnitten haben, unter dem Diluvium eine vollständig waagerechte Reihenfolge von Ablagerungen von Tertiär, oberer Kreide, bisweilen oberem Jura; dann folgt eine ungeheure Lücke, die dem mittleren und unteren Jura, der Trias, der Perm- und Kohlenformation entspricht, endlich aber erscheinen, noch immer ganz horizontal gelagert, devonische und silurische Schichten.

Ganz anders im Westen. In den Sudeten sind noch Schichten des Jura und der Kreide aufgerichtet, in der Gegend von Krakau, im Gebirge von Kielce in Russisch-Polen beeinflussen Falten noch die Lagerung der Kreideschichten. Wir haben also den Ostkarpaten gegenüber ein Vorland, das seit uraltester Zeit, vermutlich seit Beginn der kambrischen Formation, unbewegt geblieben ist, während in den Westkarpaten gegenüberliegenden Gebieten wenigstens einige Faltungen bis in die Kreidezeit angedauert haben.

Wir können demnach hier zwei verschiedene Typen über große Räume verfolgen. Wie in Podolien, so liegen in Rußland, mit Ausnahme des Kaukasus, der Krim, des Donezschen Kohlenbeckens und des Urals, alle Bildungen bis zur Basis der kambrischen Formation in ungestörten horizontalen Schichten. Am Dnjepr wie an der Wolga finden wir nur waagerechte Lagerung, und ebenso sehen wir in der Umgebung von Petersburg und in den Ostseeprovinzen die flachliegenden Tone und Glaukonitsande der kambrischen, die Kalke der silurischen Formation. Finnland ist fast nur ein gewaltiger Granitklotz, wir wissen also nichts über die Lagerung von versteinерungsführenden Schichten; aber in Schweden und im östlichen Teile von Norwegen liegen wieder die kambrischen und silurischen Schichten ganz horizontal, und erst im westlichen Norwegen finden wir überall die paläozoischen Ablagerungen energisch gefaltet und aufgerichtet.

Die horizontale Lagerung ist also Regel im ganzen außeralpinen Osteuropa. Dagegen kennen wir im ganzen Deutschen Reiche und in Österreich westlich von Lemberg, ferner in Frankreich und England keinen Fleck Erde, wo kambrische oder silurische Schichten ungestört Vorkommen: ein tief einschneidender Unterschied zwischen Osten und Westen, der noch dadurch gesteigert wird, daß das westliche Gebiet von viel zahlreicheren und stärkeren Brüchen durchzogen ist als das Ostland. Allerdings können wir die Grenze zwischen den beiderlei verschiedenen Typen nicht genau angeben. In Skandinavien liegt sie zwar klar zu Tage, auch in Galizien können wir wenigstens annähernd deren Lage bestimmen; aber in dem großen dazwischenliegenden Raume hat sich ein überaus dicker Mantel von jungen und jüngsten Bildungen über die alten Gesteine gelegt und verdeckt so die Linie, in der die zwei großen Typen aneinander stoßen, das westeuropäische Schollenland und die große russisch-skandinavische Tafel.

Wir betrachten in erster Linie die den Alpen unmittelbar vorgelagerten Gebiete. Nördlich von der gefalteten Molasse, die noch dem Alpengebirge zugehört, breitet sich eine bald breitere, bald schmalere Fläche aus, die wesentlich aus horizontal gelagerten Schichten des jüngeren Tertiär und aus mächtigen Ausschüttungen diluvialer und alluvialer Gerölle, Konglomerate, Sande, Lehme etc. besteht. Weitaus die größte Verbreitung erreichen diese Vorkommnisse in den weiten Distrikten von Oberbayern und Oberschwaben, in der Donauhochebene zwischen dem Außenrande des Gebirges und dem Austauchen der Juraablagerungen aus dem Mantel der jungen Gebilde. Der Bau der älteren Ablagerungen im Untergrunde dieser Fläche ist vollständig unbekannt, und es wäre von großem Interesse, wenn durch einige tiefe Bohrungen in dieser Region Aufschluß darüber geschaffen würde. Dies Unternehmen könnte auch praktisch von großem Erfolge begleitet sein, da sich die Braunkohlenablagerungen, die man am Alpenrande bei

Miezbach, bei Penzberg, am Peißenberge etc. abbaut, vielleicht in der Tiefe weit nach Norden ausbreiten und z. B. in unmittelbarer Nähe von München aufgeschlossen werden könnten.

Die älteren Gesteine, die sich nördlich von diesen jüngeren Bildungen einstellen, sind verschiedener Art: teils ragen gewaltige Massen uralter archaischer Gesteine in plumpen Gebirgsstöcken über ihre Umgebung empor, teils treten mesozoische und namentlich jurassische Ablagerungen hervor. In dem Raume zwischen dem Zentralplateau von Frankreich und dem Schwarzwald sehen wir den südlichen Teil dieser mesozoischen Bildungen samt dem ihm aufgelagerten Tertiär gleich den Alpen gefaltet und aufgerichtet: hier tritt der dem alpinen System ungehörige Kettenjura aus, der schon früher (S. 489) geschildert worden ist. Nach Nordwesten geht er in ein horizontal gelagertes Tafelland jurassischer Schichten über, und dieses herrscht im Osten ausschließlich, wo sich das Gebiet des flachgelagerten „Plateaujura“ zeigt, sobald östlich vom Schwarzwald kein stauendes Hindernis mehr vorhanden ist.

In dem weiten Raume zwischen den Masten des Schwarzwaldes und des bayrisch-böhmischen Grenzgebirges heben sich zunächst die Ablagerungen des oberen Jura unter dem jüngeren Schutt- und Schwemmland empor, und zwar nicht in vollständig flacher Lagerung, sondern sie fallen sehr schwach und dem Auge auf kurze Entfernung nicht wahrnehmbar gegen Süden oder Südosten ein. Erst dadurch, daß man die Schichten auf weitere Strecken verfolgt, findet man, daß ein und derselbe geologische Horizont gegen Nordwesten und Norden in immer höheres Niveau über der Meeresfläche hinaufrückt. Allerdings ist es fraglich, ob das Versinken des Jura gegen Süden unter die Bildungen der Donauhochebene lediglich dieser leichten Schichtneigung zugeschrieben werden darf; man nimmt in der Regel an, daß hier auch die mesozoischen Bildungen an einer dem Laufe der Donau annähernd parallelen Spalte abgesunken seien.

Das Gebiet des oberen Jura in Franken und Schwaben, die Rauhe Alb, ist eine unfruchtbare, wasserarme Hochfläche mit magerem Graswuchs, mit zahlreichen nackten Felskuppen, von Trockentälern durchzogen, und häufig durch ausgezeichnete Dolmen, die Windlöcher, unterbrochen; überhaupt zeigt dieses Gebiet Karstcharakter, wohl nicht stark ausgebildet, aber doch in allen seinen wesentlichen Zügen entwickelt. Innerhalb dieser Hochfläche bilden die höheren Glieder des Jura, harte, klotzige Kalkmassen und Dolomite, eine Terrasse; und diese selben Kalke und Dolomite umschließen eine Anzahl von Becken, in denen sich das oberste Glied des Jura, die Plattenkalke, abgelagert hat. Dem Komplex dieser Plattenkalks, die stellenweise auch normal über den tieferen Schichten liegen, gehören unter anderen die berühmten lithographischen Schiefer an, die in der Umgebung von Solnhofen, Mörnsheim, Eichstätt aus dem fränkischen Juraplateau in großartigen Steinbrüchen gewonnen werden. Unterhalb dieser ersten Terrasse bilden die wohlgeschichteten Kalke der unteren Hälfte des oberen Jura eine zweite Terrasse, die dann an ihrem Rande mit gewaltigem Steilabfall gegen das schwäbisch-fränkische Unterland absetzt. Vom südöstlichen Ende des Schwarzwaldes zieht dieser Steilrand gegen Ostnordosten durch ganz Württemberg und das südliche Franken bis in die Gegend von Berching an der Altmühl; hier biegt er plötzlich scharf nach Norden um und zieht durch die Fränkische Schweiz bis in die Nähe von Coburg. Die Ursachen, die diesen Steilabsturz und das ganze Relief des schwäbisch-fränkischen Stufenlandes bedingen, haben wir schon früher als ein Beispiel der Gestaltung der Terrainoberfläche durch die Erosion besprochen und dabei gesehen, daß wir es lediglich mit einer Wirkung der Denudation zu tun haben, und daß die großen Niveauunterschiede nur von der verschiedenen Widerstandskraft der Gesteine herrühren (Bd. I, S. 499).

Steigen wir von der ober-jurassischen Terrasse ins Unterland hinab, so überrascht uns ein plötzlicher schroffer Wechsel im ganzen landschaftlichen Charakter. Die oberjurassischen Gehänge sind meist dicht bewaldet; sowie man aus dem Kalk des mittleren Jura kommt, wird die Neigung

schwächer. Die tieferen Schichten bilden reiches Kulturland, namentlich in Franken, während in Schwaben im mittleren Jura härtere, widerstandskräftige Gesteinslagen eingeschaltet, die Gehänge daher steiler und vielfach noch bewaldet sind und erst der Lias dann ein flach hügeliges, fruchtbares Land bildet, das „wie ein bunter Teppich am Fuße der Alb ausgebreitet daliegt“. Der Keuper, die oberste Stufe der Trias, die nun unter dem Lias zum Vorschein kommt, bildet wieder wegen seiner mächtigen und ziemlich harten Sandsteinbänke ein höheres Hügelgelände, Seine Mergel schaffen ein fruchtbares, namentlich an Wein und Obst reiches Land, während seine sandigen Partien die ergiebigsten Hopfengärten Deutschlands tragen, aber auch stellenweise ein mageres, dürres Gelände mit krüppeligem Föhrenwuchs abgeben, wenn dem Sande zu wenig toniges oder kalkiges Bindemittel beigemischt ist. Der Muschelkalk, der sich weiterhin anschließt, bildet gleich den meisten Keupergesteinen fruchtbaren Boden, da der Kalk meist ziemlich stark tonig ist; wenig gewellt breitet sich die Muschelkalkfläche aus, von Feldern und mit zahlreichen Ortschaften bedeckt, die Flüsse schneiden tief ein, und an den Gehängen reifen manche der edelsten Weine Deutschlands, so der Stein- und Leistenwein bei Würzburg etc. An vielen Punkten liegen reiche Schätze von Steinsalz im mittleren Muschelkalk eingeschlossen. Die sechste Stufe der süddeutschen Terrassenlandschaft bildet endlich das tiefste Glied der Trias, der Buntsandstein, der zum größten Teile aus klotzigen und widerstandskräftigen Bänken besteht und daher ein Bergland bildet, das die ganze Gegend bis an die Grenze des oberen Jura bedeutend überragt und mit den Jurarändern wetteifert, ja in einzelnen Kuppen diese überkifft. Er bildet einen großen Teil des Schwarzwaldes und der Vogesen, der Hardt, des Odenwaldes, den Spessart, die Rhön, und seine Höhen sind von den riesigsten Forsten bedeckt; der Buntsandstein ist die eigentliche Waldformation Deutschlands, aber für Feldbau wenig geeignet, stellenweise zur Moorbildung neigend und darum auch nur dünn bevölkert. Gerade im Herzen Deutschlands breiten sich diese unwirtlichen Striche aus, und der lange Zeit hindurch so geringe Zusammenhang zwischen dem Norden und Süden unseres Vaterlandes ist zum großen Teile dem Umstande zuzuschreiben, daß sich auf der Grenze zwischen beiden diese den Verkehr hemmenden und intensiver Bebauung feindlichen Waldgebirge erstrecken, die allerdings nicht aus Buntsandstein allein bestehen, in denen dieser aber die bedeutendste Rolle spielt.

Eigentümlich verhält sich der Schwarzwald zu dem angrenzenden Teile des Stufenlandes, Der Schwarzwald besteht seiner Hauptmasse nach aus alten archaischen Gesteinen, aus Gneisen und Graniten, namentlich in den höchsten südlichen Teilen; Ablagerungen der Kohlenformation und des Perms sind nur wenig ausgedehnt vorhanden, dagegen nimmt der Buntsandstein großen Raum ein. Dabei wechselt seine Beziehung zu den alten Gesteinen sehr, Buntsandstein liegt auf der Höhe des Gebirges auf manchen der bedeutendsten Erhebungen, z. B. auf der Hornisgrinde, horizontal auf dem Gneis, lehnt sich an den Flanken des Gebirges in abstoßender Lagerung an den Gneis und Granit an, liegt am Fuße des Schwarzwaldes und wird dann hier der Reihe nach von den jüngeren Triasbildungen bedeckt. Solche Verhältnisse treten in ganz derselben Weise auch in den Vogesen auf und haben Anlaß zu der Deutung gegeben, daß sich der älteste Teil der Sandsteine, der „Vogesensandstein“, vor der Entstehung des Gebirges gebildet habe, Nach Ablagerung dieses Horizonts wäre dann eine vollständig senkrechte Hebung eingetreten, so daß sich die jüngeren Teile des Buntsandsteines nun an den Flanken und am Fuße der neuentstandenen Berginsel absetzen konnten. Neuere Untersuchungen haben die Irrigkeit dieser Ansicht ergeben. In erster Linie zeigt es sich, daß die auf der Ostseite des Schwarzwaldes und auf der Westseite der Vogesen an das Gebirge angelehnten und an seinem Fuße befindlichen Massen von Buntsandstein hier nicht an einer alten Küste angelagert sind, sondern daß wir es nur mit der Wirkung einer Reihe von Verwerfungen zu tun haben. In jedem der beiden Gebirge gibt es auf der dem Rheine abgewendeten Seite eine Reihe paralleler, nordsüdlich verlaufender

Verwerfungen, an denen die Gesteine abgesunken sind: eins der ausgezeichnetsten Beispiele eines stehengebliebenen alten Pfeilers der Erdrinde, eines Horstes, der sich in seiner ursprünglichen Lage erhalten hat, während alles ringsumher in stufenförmig angeordneten Brüchen abfällt. Wir müssen uns das Verhältnis so vorstellen, daß ursprünglich der ganze Schwarzwald und die Vogesen vom Buntsandsteine bedeckt waren; darüber lagen Muschelkalk und Keuper und der ganze Jura. Die Unterlage des Buntsandsteines muß im ganzen süddeutschen Stufenlande annähernd in demselben Niveau gelegen haben wie im Schwarzwald, und bis nach Norden zur Rhön war die ganze Schichtreihe wahrscheinlich bis hinaus zum obersten Jura vorhanden. Nun bildete sich ein kompliziertes System großer Verwerfungen; das heutige Stufenland sank in die Tiefe. Dort, wo es am tiefsten gesunken war, konnte sich die Schichtfolge bis zum oberen Jura erhalten; je weniger dagegen eine Scholle in die Tiefe gegangen war, um so stärker arbeitete die Denudation an ihren höheren Schichten und griff hinab, je nach der Lage bis auf den mittleren Jura, den Lias, den Keuper, den Muschelkalk oder den Buntsandstein. Und auf dem alten Horste, dem Schwarzwald und den Vogesen, ging die Entblößung bis auf die uralten kristallinen Gesteine hinab. Wenn wir das Verhalten des Schwarzwaldes und der Vogesen zu den umgebenden, tieferliegenden Gebirgsschollen ins Auge fassen, so erhalten wir ganz den Eindruck, als ob jene beiden Masten nicht voneinander getrennt wären, sondern einen zusammenhängenden Horst bildeten: so vollständig gleichmäßig senken sich die Stufenbrüche im Westen von den Vogesen, im Osten vom Schwatzwald ab. In der Tat ergibt eine nähere Betrachtung der Rheinebene zwischen Schwarzwald und Vogesen, daß hier in verhältnismäßig später Zeit eine große Senkung stattgesunden hat. Schwatzwald und Vogesen waren ursprünglich eine einheitliche Masse, und die Rheinebene zwischen beiden ist erst spät dadurch entstanden, daß das Mittelstück in einer ausgezeichneten Grabenversenkung in die Tiefe gegangen ist. Treten wir aus dem Raume zwischen Schwatzwald und Vogesen heraus nach Norden, so finden wir, daß ganz ähnliche Verhältnisse auch weiterhin noch herrschen. Die Muschelkalkgelände des Kraichgaues im mittleren Baden und der Odenwald schneiden im Osten genau in derselben Weise gegen die Rheinebene ab, und im Westen finden wir das gleiche Verhältnis in der Hardt und in den nördlicheren Teilen der Pfalz. Wir wüsten hier die gleichen Vorgänge annehmen und dürfen bestimmt die ganze Rheinebene, die sich mit ziemlich gleichbleibender Breite von Basel bis Frankfurt zieht, als eine einheitliche Grabenversenkung bezeichnen. Jüngere Bildungen tertiären, diluvialen und alluvialen Alters haben diesen Strich überschüttet und die Höhenunterschiede ausgeglichen; und so breitet sich über den Ruinen des in die Tiefe gebrochenen Mittelstückes jenes einst einheitlichen Gebirges heute einer der gesegnetsten Landstriche Deutschlands aus.

Wie die Doppelmasse des Schwarzwaldes und der Vogesen im Westen, so schließt im Osten die böhmische Masse die süddeutsche Stufenlandschaft ein: eins der eigentümlichsten Gebiete Europas, eine geologische Individualität von großer Selbständigkeit, die sich nach allen Richtungen scharf abgrenzt und auf jeder geologischen Karte augenfällig hervortritt. Im Süden und Südwesten finden wir zunächst die eigentliche böhmische Maste, einen riesigen Klotz altkristallinischer Bildungen, die den Bayrischen Wald, das südliche Böhmen und die angrenzenden Teile von Ober- und Niederösterreich und von Mähren umfaßt (auf der Tafel „Geologische Karte der Alpen“ bei S. 488 den südlichen Teil der böhmischen Masse von Regensburg bis Znaim). Hier treten Gneise, Granite, Glimmerschiefer, Urtonschiefer auf, die sicher älter sind als die ältesten fossilführenden Ablagerungen der kambrischen Formation. Die Anordnung der Hauptsache nach ist derartig, daß im Südwesten die tiefsten Glieder, rötliche und bunte (basische) Gneise und ihnen ähnliche Granite, erscheinen; darüber folgen graue (herzynische) Gneise, dann Glimmerschiefer und verwandte Gesteine, die ihrerseits wieder von Urtonschiefen oder Phylliten bedeckt

werden. Gegen Norden fallen dann diese am Rande der alten Masse ihrerseits unter die kambri-schen Ablagerungen der böhmischen paläozoischen Falts, des Prager Silurbeckens, ein.

Diese archaischen Gesteine, die im bayrischen Gebiete von Gumbel, im böhmischen von Hochstetter eingehend untersucht worden sind, erreichen eine ganz enorme Mächtigkeit, die von dem letztgenannten Forscher auf mehr als 33.000 m veranschlagt wird. Jüngere als archaische Bildungen beteiligen sich an dem Aufbau dieses Massivs nur in äußerst untergeordnetem Maße. Die ganze paläozoische und mesozoische Reihe fehlt vollständig; nur einige tertiäre Süßwasser-ablagerungen und junge diluviale und alluviale Aufschwemmungen legen sich oberflächlich auf die uralten Felsarten. Die Abgrenzung des Gebietes gegen Westen wie gegen Osten bilden Verwerfungen. Wir haben es auch hier mit einem Horste zu tun, der stehen blieb, während seine ganze Umgebung in die Tiefe sank, und der wahrscheinlich mit Beginn der paläozoischen Ära nie wieder seiner ganzen Ausdehnung nach vom Meere bedeckt war.

Während eines ungeheuer langen Zeitraumes haben demnach alle zerstörenden Kräfte auf die Gesteine einzuwirken Gelegenheit gehabt, und in der Tat haben sie auch ihr Werk ausgiebigst getan. In der Anordnung der Höhenzüge, in den Gebirgsformen macht sich nirgends ein Einfluß der Lagerung der Streichungsrichtung und der Schichtstellung geltend. Wäre diese maßgebend, dann müßte sich hier ein sehr hohes alpines Gebirge erheben mit ausgesprochen nordwestsüd-östlicher Streichungsrichtung; in Wirklichkeit haben wir aber ein mittelhohes Bergland vor uns mit runden Bergformen und regellos angeordneten Höhenzügen, oder es liegt eine nur wenig wellige Hochfläche vor uns. Kurzum, wir haben es mit einem ausgezeichneten Abrasionsgebiete zu tun, das nicht durch die brandenden Wellen eines vorrückenden Meeres, sondern durch die langsame und geräuschlose Tätigkeit der subaerischen Denudation seine Form erhalten hat.

An die mächtige, geschlossene Masse kristallinischer Gesteine in dem südlichen Böhmen und den angrenzenden Gebieten reihen sich einige andere Gebirge, zum größten Teil ebenfalls aus alten archaischen Ablagerungen zusammengesetzt, und umschließen zusammen den großen böhmischen Kessel. Gegen Nordosten ist dieser durch das Bergsystem der Sudeten begrenzt, gegen Nordwesten durch das Erzgebirge, gegen Westen durch die Ausläufer des Fichtelgebirges, des Karlsbader Gebirges und den nordwestlichen Teil des Böhmerwaldes, der vom südöstlichen Walde durch eine tiefe Einsenkung getrennt ist. Liegt auch der böhmische Kessel tiefer als der Kranz von Bergen, der ihn umgibt, so bildete er doch seit uralter Zeit ein Plateau, das sich über das durchschnittliche Niveau des größten Teiles von Europa erhob und daher meist nicht vom Meere überflutet war, während die umgebenden Länder davon bedeckt wurden. In großer Ausbreitung finden sich alte kambrische Schichten, die den kristallinen Schiefen der archaischen Periode gleichmäßig aufgelagert sind und eine von Nordosten nach Südwesten gestreckte Ellipse bilden, in deren Zentrum die Städte Beraun und Horowitz gelegen sind, während sich Klattau und Prag in der Nähe der beiden Enden befinden. Die kambrischen Ablagerungen bilden der Hauptsache nach eine große synklinale Falte, die, zwischen den archaischen Gesteinen eingeklemmt, der Zerstörung durch Denudation entgangen ist und ihrerseits wieder das kleine, aber durch seinen ungeheuren Versteinerungsreichtum berühmt gewordene Silurgebiet und eine ganz kleine Quetschfalte von unterem Devon umfaßt. Wir haben es hier mit den letzten Denudationsresten einer vormals weitverbreiteten Ablagerung zu tun, die vermutlich über die das südliche Böhmen und den Nordrand von Ober- und Niederösterreich bildenden kristallinen Massen wegreichten und sich bis in die Alpen erstreckten, wo verwandte Vorkommnisse auftreten. Mit dem unteren Devon schließt für lange Zeit die Reihenfolge der Meeresgebilde in Böhmen. Flözführende Schichten der Kohlenformation breiten sich übergreifend in horizontaler Lagerung über den abradierten Schichtköpfen von archaischen, kambrischen und silurischen

Bildungen aus; das Notliegende mit seinen roten Sandsteinen und Konglomeraten, mit Kohlenflözen und stellenweise mit Kalkbänken nimmt einen sehr großen Raum ein. Aber in keiner dieser Ablagerungen ist jemals eine marine Versteinerung gefunden worden. Die Trias fehlt ganz, von mittlerem und oberem Jura, allerdings in mariner Entwicklung, finden sich nur überaus schwache Spuren im äußersten Nordosten am Fuße der Sudeten, die untere Kreide fehlt, und erst mit der oberen Kreide, die über so weite Strecken hin übergreifend auftritt, dringt das Meer wieder in Böhmen ein. Auf ihm schlagen sich die Massen von Plänermergeln und Quadersandsteinen nieder, die hier ein so großes Gebiet bedecken und sich von da in die Sächsische Schweiz, dem Laufe der Elbe folgend, fortsetzen, Ihre in seltsamen Formen verwitternden Felsmassen bilden die merkwürdigen Felspartien, die den Lauf der Elbe begleiten; in noch abenteuerlicherer

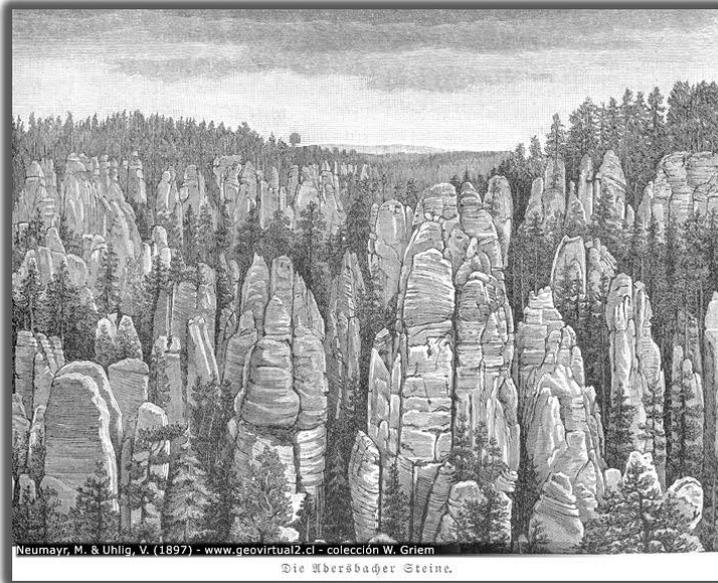


Abb. 8. Die Adersbacher Steine

Form aber treten sie im sudetischen Gebiet in den Wekelsdorfer und Adersbacher Steinen auf (s. obenstehende Abbildung, 8). Nach dem Schluß der Kreideformation dringt das Meer nicht mehr in den böhmischen Kessel vor, Wohl findet sich viel Tertiär; allein es sind Binnenablagerungen mit mächtigen Braunkohlenflözen von oligozänem und miozänem Alter, die, von riesigen Eruptivmassen von Basalt begleitet, namentlich im Nordwesten, am südlichen Abbrüche des Erzgebirges, erscheinen.

Von besonderem Interesse ist das Verhältnis der böhmischen Masse und des ihr vorliegenden Beckens zu den Randgebirgen im Norden und Osten, namentlich zu den Sudeten und zum Erzgebirge, Auf dem großen archaischen Massiv und selbst auf den Schichtköpfen der innerböhmischen kambrisch-silurischen Synklinale liegen die Schichten der produktiven Kohlenformation in ziemlich ungestörten Schichten; um so mehr ist das mit den Ablagerungen des Pläners und Quadersandsteins der Fall Wir haben es also hier mit einer Scholle der Erdrinde zu tun, die seit außerordentlich langer Zeit keine größeren Bewegungen mehr mitgemacht hat. Dagegen sehen wir die Kreideschichten am Rande der Sudeten und des Erzgebirges noch gestört und aufgerichtet. Diese beiden Randgebirge waren also noch in einer ziemlich späten Zeit von Faltungsbewegungen betroffen; sie stellen, wenn auch an sich keine jungen Kettengebirge, doch der uralten böhmischen Masse gegenüber ein erst später beruhigtes Gebiet dar, das auch wahrscheinlich früher in tieferem Niveau lag als die innerböhmische Region. Die Richtigkeit dieser Annahme geht für die Sudeten schon daraus hervor, daß hier die Reihenfolge der marinen Ablagerungen weit vollständiger ist als im Inneren Böhmens. Wir finden hier mittleres und oberes Devon, den unteren Teil der Kohlenformation, mittleren und oberen Jura als Meeresabsätze entwickelt, und wahrscheinlich war selbst zur Zeit des oberen Jura und der oberen Kreide das ganze Sudetengebiet oder wenigstens sein größter Teil unter Wasser. Allerdings würden wir in den höheren Gebirgsregionen vergebens nach Ablagerungen dieses Alters suchen. Sie sind hier durch Denudation entfernt worden, wie das aus der sehr sonderbaren Lagerung des Jura am südlichen Fuße

des Riesen- und Isergebirges in Böhmen und Sachsen hervorgeht. Hier finden sich bei Hohnstein, Weinböhl, Kaa, Sternberg und einigen anderen Orten beschränkte Vorkommnisse von Jura, die seltsamerweise unter Granit liegen und von diesem bedeckt werden. Wichtig war der Nachweis, daß der Jura seinerseits auf überkippten Schichten der oberen Kreide aufrucht: also ein in größtem Maße überstürztes Schichtsystem. Es ist keine andere Erklärung möglich, als daß wir es in diesem Jura mit den letzten Resten einer sonst überall zerstörten Bildung zu tun haben, von der sich nur bescheidene Trümmer der Vernichtung da entziehen konnten, wo sie vom Granit überlagert und durch diese widerstandskräftige Decke geschützt waren. Wo die Sudeten an den böhmischen Kessel anschließen, ist die Grenze verhältnismäßig einfach. Verwickelter aber gestalten sich die Beziehungen weiter im Süden, wo sie mit den archaischen Gesteinen der böhmischen Masse zusammentreffen. Hier geht die Richtung der Sudetengrenze allmählich aus einer nordwestlichen in eine nordsüdliche über. Die archaischen Gesteine der alten Masse sind von einem Saume von Rotliegendebildungen umgeben, und gegen diese stoßen (nach Sueß) in einer großen Bruchlinie, aus der die Massen des Brünner Syenits hervorgetreten sind, der Reihe nach die einzelnen sudetischen Ablagerungszonen ab, die verschiedenen Horizonte des Devons und der Kulm. Gegen außen, gegen Osten und Nordosten, verflachen die Sudeten mehr und mehr. Als ihre Fortsetzung und ihr Vorland können die Vorkommnisse älterer Gesteine in Schlesien, in der Gegend von Krakau und im Südwesten von Russisch-Polen angesehen werden; als ein letzter Ausläufer nach Osten tritt noch das kleine Gebirge von Sandomir und Kielce in Polen hervor, wo wir eine reiche Entwicklung des Devons, Zechsteins und oberen Jura finden. Dann versinken die älteren Gesteine unter den jüngeren Bildungen der Ebene; und wo wir solche im Osten wieder treffen, haben wir es schon mit dem ganz abweichenden Typus der russischen Tafel zu tun.

Ein wesentlich anderes Bild als die Sudeten bietet das Erzgebirge, das Böhmen nach Nordwesten abschließt. Herrschte in der böhmischen Masse und in den Sudeten wesentlich eine nordwest-südöstliche Richtung vor, so tritt uns hier die südwest-nordöstliche Streichung entgegen; die sudetische Richtung schwenkt hier in die erzgebirgische Richtung um, die dann überall in den mitteldeutschen Gebirgen vorherrscht. Das Erzgebirge stellt der Hauptsache nach ein plateauartig geformtes Gebilde aus stark abradierten Falten von archaischen und altpaläozoischen Schichten dar; über diese haben sich vielfach übergreifend Ablagerungen von oligozänen Braunkohlegesteinen gebreitet. Die Gipfelentwicklung im Erzgebirge ist gering, die bedeutendsten Höhenpunkte erheben sich nur verhältnismäßig wenig über ihre Umgebung. Gegen Sachsen zu ist der Abfall ziemlich sanft und verflacht sich hier allmählich in das sächsische Becken; gegen Böhmen dagegen bricht das Erzgebirge mit einem gewaltigen Steilabsturz ab: hier ist seine Fortsetzung an einer riesigen Verwerfung in die Tiefe gesunken. Südlich davon haben sich in den Senkungsfelder die bedeutendsten Braunkohlenablagerungen Böhmens gebildet, deren fossiler Brennstoff weithin die Elbe hinab bis nach Hamburg verfrachtet wird. In diesem Bruchgebiete treten auch die gewaltigen Eruptivmassen von Basalt aus, die das böhmische Mittelgebirge charakterisieren; und demselben Lande entsteigen als ein letzter Überrest ehemaliger vulkanischer Tätigkeit zahlreiche heiße Quellen, die weltberühmten Thermen von Karlsbad, Teplitz und den anderen böhmischen Bädern. Im Süden liegt jenseits dieser Einsenkung dem Erzgebirge das gleichfalls aus archaischen Gesteinen zusammengesetzte Karlsbader Gebirge gegenüber; und man darf wohl annehmen, daß beide ursprünglich miteinander in Zusammenhang waren und erst später die zwischen beiden gelegene Tiefung durch Einbruch entstanden ist: eine Grabenversenkung also. Treffend vergleicht Penck diese mit dem Rheintale, das zwischen den beiden alten Massen, den Vogesen und dem Schwarzwald, eingesunken ist. Den äußersten westlichen Eckpfeiler der Umrandung Böhmens bildet das Fichtelgebirge, ein Bergsystem von äußerst verwickeltem Bau, dessen nähere Kenntnis wir Gümbel verdanken, und das namentlich dadurch

ausgezeichnet ist, daß in ihm die Falten die Richtung des Erzgebirges und die Verwerfungen die des bayrisch-böhmischen Waldes einhalten. Das Fichtelgebirge und das Westende des Erzgebirges bilden nicht nur die westliche Ecke des böhmischen Vierecks, sie stellen auch den Ausgangspunkt für ein anderes wichtiges orographisches Glied dar: den sogenannten mitteldeutschen Gebirgsriegel, die Schwelle von waldigen Bergzügen, die den Norden Deutschlands vom Süden trennen.

Diese Bergregion ist allerdings durchaus kein einheitliches Gebirge in geologischem Sinne, sondern sie setzt sich aus sehr verschiedenartigen Gliedern zusammen. Das Zentrum bilden von Osten her der Frankenwald und der Thüringer Wald, nach Nordwesten gerichtete alte Horste. Im Westen besteht die Hauptmasse aus dem Rheinischen Schiefergebirge mit seinen zahlreichen untergeordneten Gliedern auf beiden Seiten des Rheines. Dazu treten von Süden her hohe Ausläufer des süddeutschen Stufenlandes, vor allen die Rhön, in denen namentlich Buntsandstein und in zweiter Linie Muschelkalk, vergesellschaftet mit gewaltigen Basalteruptionen, bedeutende Erhebungen ausmachen. Nördlich vom Thüringer Walde folgen eine weniger hohe Trias-Landschaft und dann wieder Gebirge mit gestörten Schichten, vor allen der Harz mit seinen Ausläufern. An diesen schließt sich das subherzynische Hügelland an, ein von Südsüdosten nach Nordnordwesten verlaufender Komplex ziemlich niedriger Berggruppen, zu denen die Vorhöhen des Harzes, ferner Hils, Deister, Süntel, Wiehengebirge und Teutoburger Wald gehören. Immer flacher werdend, verlieren sich endlich die Ausläufer dieser Wellen nach Norden und Osten unter die jungen Gebilde der großen Ebene. Thüringer Wald und Frankenwald sind Horste, die beiderseits durch Bruchsysteme in nordwestlicher Richtung ihre Haupterstreckung erhalten, während die Schichtzonen des Gebirges nordöstlich streichen. Altkristallinische Schiefer, kambrische, silurische und devonische Ablagerungen, ausgedehnte permische und triadische Bildungen sowie porphyrische und verwandte Massengesteine nehmen den wesentlichsten Anteil an dem Aufbau, während jüngere, namentlich jurassische Schichten, die früher ohne Zweifel vorhanden waren, durch Denudation zerstört und fortgeführt worden sind. Einen zweiten mächtigen Horst stellt der Harz dar, der prall aus dem umgebenden niedrigeren Land aufsteigt. Allerdings sind an dem Fuße des Gebirges selbst verhältnismäßig noch sehr junge Ablagerungen, die oberste Kreide, stark aufgerichtet; ja nach Beyrich zeigen sich selbst in den Sanden der oligozänen Braunkohlenschichten noch sehr merkwürdige Störungen. Wenn aber auch noch junge Faltungsbewegungen eingetreten sind, so sind diese doch nicht die wesentlich bedingende Ursache der Hervorragung.

Die Granite und die namentlich der devonischen und karbonischen Formation angehörigen Sedimente bilden die eigentliche Masse des Gebirges, an die die jüngeren Bildungen nur wenig hinanreichen. Der Bau des Gebirges, den namentlich Lossen genau untersucht hat, ist sehr verwickelt. Die älteren Ablagerungen, die kristallinen Schiefer und die paläozoischen Formationen, die die Hauptmasse des Gebirges bilden, sind in derselben Weise wie die des Erzgebirges und des Thüringer Waldes in nordöstlich gerichtete Falten gelegt, während die großen Bruchlinien, die die Haupterstreckung des Gebirges bedingen, gegen Nordwesten gerichtet sind, ebenso wie die jungen Falten am nordöstlichen Fuße des Harzes, die noch eine Störung der jüngsten Kreideschichten hervorbringen. Dasselbe gilt von deren Fortsetzung nach Nordwesten, von den Falten, die, gegen Nordwesten gerichtet, das subherzynische Hügelland, die Höhenzüge des Hils, Deister, Süntel, des Teutoburger Waldes etc. bilden. Das sind niedrige, aber zum Teil energisch gestörte Bergzüge, wo vorwiegend mesozoische Ablagerungen auftreten, teilweise mit großem Versteinerungsreichtum, aber größtenteils von jüngeren Bildungen umhüllt und so ungenügend aufgeschlossen, daß ihre Untersuchung und Entzifferung mit außerordentlichen Schwierigkeiten verbunden ist. Fast alle die reichen Fundorte des Jura und der unteren Kreide

und viele der oberen Kreide, die die Fauna dieser Formationen für Norddeutschland geliefert haben, gehören diesem Gebiet an; und Hils, Deister und manche andere dieser kleinen Gebirgsgruppen bilden klassische Lokalitäten. Der äußerste nordwestliche Ausläufer dieses Gebietes ist die Weserkette und der Teutoburger Wald. Nach Norden und Westen tauchen dann die mesozoischen Bildungen unter die Diluvialmasse der Ebene hinab, im Süden schließt sich das westfälische Kreideland an, wo schon eine ganz andere Ordnung der Dinge herrscht.

Vielfach andere Verhältnisse finden wir im westlichen Teile des mitteldeutschen Berglandes. Hier herrscht überall ausschließlich die nordöstliche Richtung vor, die wir schon in den älteren Falten des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, des Thüringer Waldes, des Harzes etc. gesunden haben. Zu beiden Seiten des Rheines tritt ein ausgedehntes Plateau- und Bergland auf, das ganz dem Nordoststreichen folgt und als das Rheinische Schiefergebirge im weitesten Sinne des Wortes bezeichnet werden soll. Hervorragende Berge und ausgesprochene Kammlinien fehlen diesem seit außerordentlich langen Zeiträumen der Denudation ausgesetzten Gebiete fast ganz. Trotzdem ragt es noch immer über das umgebende Tiefland empor, wie es sich ganze Zeitalter hindurch als Insel aus dem Ozean erhob. Das Rheinische Schiefergebirge, das namentlich seit den Untersuchungen von H. v. Dechen genau bekannt ist, erstreckt sich in großer Breite zu beiden Seiten des Rheines. Auf dem linksrheinischen Ufer grenzt es im Süden an das Pfälzer Gebirge und an das Saarbrücker Kohlenbecken, dessen hohe Bedeutung in technischer und wissenschaftlicher Hinsicht an einer anderen Stelle gewürdigt werden wird. Soonwald, Idarwald, Hunsrück, Hochwald, Eifel, Hohes Venn sind hier die wichtigsten Glieder dieses Hochlandes; seine unmittelbare Fortsetzung gegen Westen bilden in Belgien und bis nach Frankreich fortstreichend die Ardennen. Der rechtsrheinische Gebirgsabschnitt, der Taunus, Westerwald, Siegerland, Sauerland und das westfälische Kohlenrevier umfaßt und nach Norden unter die Decke junger Kreidebildungen hinabtaucht, wird von dem linksrheinischen Gebiet im Süden von Bingen bis etwa in die Gegend von Remagen nur durch die schmale Erosionsrinne des Rheintales getrennt. Im Norden dagegen tritt die weite niederrheinische Bucht zwischen die beiden Hälften des Gebirges ein, die sich von Eschweiler und Düsseldorf bis oberhalb Bonn als weite ebene Fläche hinzieht, ein Ausläufer der großen norddeutschen Ebene. Weitaus den größten Anteil an dem Aufbau des Schiefergebirges nehmen die überaus mächtigen devonischen Grauwacken, Schiefer und Kalke, die gerade hier den schönsten Typus der Marinentwicklung dieser Formation bieten. Unter den älteren Gesteinen sind namentlich die kristallinen Schiefer des Hohen Venn zu neunen sowie einige spärliche Silur-vorkommnisse in den Ardennen. Von jüngeren Schichten ist das Auftreten der flözführenden Kohlenformation wichtig, die vor allen am Nordrande die großen westfälischen Kohlenbecken sowie die Vorkommen der Umgebung von Aachen, endlich die Belgiens umfassen; von noch jüngeren Bildungen liegt in einigen Gegenden Trias übergreifend auf den Schichtköpfen des abradierten Schiefergebirges. Aus dem Norden her zieht sich obere Kreide über die niedrigeren Ausläufer, und namentlich im Gebiete des Westerwaldes treten ausgedehnte Partien tertiärer Binnenablagerungen vergesellschaftet mit bedeutenden Vorkommnissen basaltischer Eruptivgesteine auf. Auch außerdem sind junge Ausbruchprodukte im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges in Menge vorhanden und an zahllosen Stellen zerstreut, unter denen namentlich die jungen, der neuesten Periode ungehörigen Bildungen der Eifel, der Umgebung des Laacher Sees und der Gegend von Bonn wichtig sind (vgl. Bd. I, S. 213).

Nördlich von den mitteldeutschen Gebirgen breitet sich die weite norddeutsche Ebene aus, deren Oberfläche hauptsächlich aus ganz jungen diluvialen und alluvialen Bildungen besteht. Das Wichtigste, was über die Beschaffenheit dieser Ablagerungen zu sagen ist, wurde schon früher eingehend hervorgehoben. Aus dieser jungen Decke ragen aber auch an vielen Stellen ältere Bildungen hervor, unter denen das Tertiär die erste Rolle spielt. Auch Kreide ist namentlich aus

einer Zone verbreitet, die den Norden der Ebene gegen die Ostsee bildet; Jura hat sich in Pommern, Mecklenburg und Ostpreußen gesunden, während Muschelkalk in der berühmten, durch riesige Steinbrüche aufgeschlossenen Scholle von Rüdersdorf auftritt. Schleswig, Jütland und die dänischen Inseln bilden in geologischer Hinsicht die unmittelbare Fortsetzung der norddeutschen Ebene; sie stellen in keiner Weise selbständige Individualitäten dar. Erst in Schweden und Norwegen treffen wir auf durchaus abweichendes und anders gebautes Land.

Wie an den Schwarzwald gegen Osten, so reihen sich an die Vogesen gegen Westen Stufenbrüche, an denen die Ablagerungen nach dieser Züchtung in die Tiefe gesunken sind, so daß die jüngeren Bildungen des Muschelkalkes, des Keupers und des Juras am Fuße des aus älteren Gesteinen bestehenden Gebirges liegen. Wir befinden uns hier am Rande eines großen Beckens, in dessen äußeren Teilen die ältesten Glieder hervortreten, während gegen innen immer jüngere Schichten folgen. Von diesem Pariser Becken fassen wir zunächst die äußere Umrandung ins Auge. Eine Anzahl alter Pfeiler fassen es ein und lassen nur verhältnismäßig geringen Raum zwischeneinander übrig, innerhalb dessen sich die jüngeren Ablagerungen im Inneren mit denen im Südosten und Südwesten verbinden. Im Nordosten bilden die Ardennen und das Rheinische Schiefergebirge die Begrenzung; gegen Osten schließen sich die Vogesen an. Den Südrand bildet der größte aller mitteleuropäischen Horste, das Zentralplateau von Frankreich, das von den Vogesen durch eine ziemlich breite Zone jurassischer und kretazischer Ablagerungen, dem Bindeglied zwischen den gleichalterigen Bildungen des Pariser Beckens und denen des Juragebirges und des Rhonebeckens, getrennt wird. Das Zentralplateau von Frankreich besteht vorwiegend aus Gneisen und anderen kristallinen Gesteinen, zwischen denen mehrfach Denudationsreste jüngerer Bildungen eingeklemmt sind. Weitaus die größte Bedeutung unter diesen haben einige Schollen von Kohlengebirgen bei Saint-Etienne und an anderen Orten, die unter den wenigen bedeutenden Kohlenvorkommnissen Frankreichs eine Hauptrolle spielen. Außerdem sind ausgedehnte Ablagerungen von tertiären Süßwasserschichten zu nennen, die stellenweise eine reiche Ausbeute von Säugetierknochen geliefert haben. Vor allem aber sind die Eruptivgesteine bemerkenswert. Wir haben schon früher gesehen, daß hier große Massen tertiärer Trachyte und Basalte sowie eine Menge junger Krater mit ihren wohl erhaltenen Lavaströmen und Auswürflingen austreten (vgl. Bd. I, S. 211 und 212). Nordwestlich vom Zentralplateau ziehen sich in breiter Zone Jura und Kreideschichten nach Süden und verbinden so das nordfranzösische Becken mit dem der Garonne im südwestlichen Frankreich. Nach Westen bildet dann die Grenze des Pariser Beckens wieder ein großes Gebiet archaischer Gesteine und älterer paläozoischer Ablagerungen, die armorikanische Masse, die mit westlich bis nordwestlich gerichteten Schichtenbau einen großen Teil des nordwestlichen Frankreich einnimmt. Die ganze Bretagne und die westlichen Teile von Poitou, Anjou, Maine und der Normandie bestehen aus diesen Gebilden, und diese setzen die beiden nordwestlichen Halbinseln Frankreichs zusammen.

Das Pariser Becken ist eine große Mulde, innerhalb deren man von außen nach innen vorschreitend zu immer jüngeren Schichten gelangt. Mag man von Westen, Süden, Osten oder Nordosten gegen die Mitte zu gehen, so trifft man in der Regel zuerst auf Lias, dann auf mittleren und oberen Jura, auf untere und obere Kreide, bis man im Zentrum auf die wegen der Menge ihrer wohl erhaltenen Fossilreste berühmten eozänen und oligozänen Ablagerungen stößt. Hier sind die Fundstellen der Säugetierknochen, die das Hauptmaterial für die epochemachenden Untersuchungen von Cuvier geliefert haben, die noch immer unerschöpflichen Lagerstätten jener zahllosen Arten von Muscheln und Schnecken, die von Lamarck und Deshayes beschrieben sind.

Besondere Berücksichtigung verdient die Begrenzung des Pariser Beckens nach Norden. Statt der nordöstlichen Gebirgsrichtung der Ardennen und des Rheinischen Schiefergebirges stellt

sich im südwestlichen Belgien nordwestliches Streichen ein, das sich in den abradierten Falten des Kohlengebirges im Grenzgebiete von Frankreich geltend macht und bis nach Bonlogne sur Bier verfolgen läßt, wo auf nordwestlich streichendem älteren Gebirge mittlerer Jura in übergreifender Lagerung ruht. Wo diese nordwestliche Richtung des älteren Gebirges herrscht, da tritt der sonst allgemein konzentrisch schalige Bau des Pariser Beckens zurück; die jüngeren Ablagerungen scheinen hier abzubrechen. Bei Boulogne erreicht der ältere Rücken das Meer, und von da an gegen Westen streichen die Tertiär-, Kreide- und Juraschichten bis an die Küste hinaus.

Das südliche England bildet in seinem geologischen Bau die Fortsetzung des nördlichen Frankreich; die einzelnen Zonen von Ablagerungen lassen sich über den Kanal weg verfolgen, und auch einzelne Störungslinien kehren jenseits wieder. Überhaupt stellt der schmale Meeresarm des Englischen Kanals nur eine unbedeutende seichte Aushöhlung des Bodens dar, und eine geringe Schwankung im Niveau des Meeres reichte hin, die britischen Inseln mit dem Festlande zu vereinigen. Ein Sinken des Meeresspiegels um 40 m ließe schon eine breite Halbinsel von Holland nach dem westlichen England, nach Norfolk und Lincolnshire, trocken, und eine Abnahme des

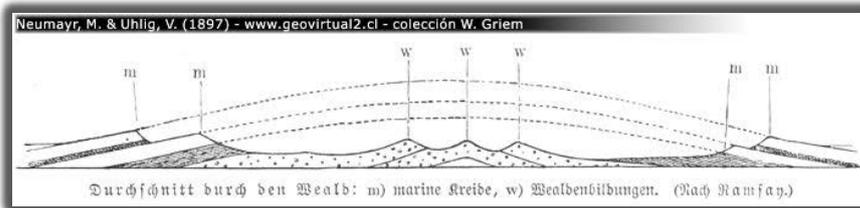


Abb. 9: Durchschnitt durch den Weald (nach Ramsay)

Meeres um 80 m genügte, die ganze westliche und südliche Küste von der schottischen Grenze bis Cornwallis, von Berwick bis Plymouth landfest zu machen, während Irland dabei nur durch eine ganz schmale Halbinsel mit England verbunden wäre. Die alte armorikanische Masse, die die nordwestliche Ecke Frankreichs bildet, setzt sich zunächst in die englischen Kanalinseln Jersey, Guernsey etc. fort, und auf englischem Boden bilden die alten Granite und die paläozoischen Bildungen von Cornwallis ein durch das Meer abgetrenntes Stück desselben Massivs. Wir haben hier die Region der großen Zinnlagerstätten und das Gebiet, von dem der Name der devonischen Formation seinen Ursprung genommen hat. Eine Fortsetzung des alten Gebirges von Cornwallis jenseits des Bristolkanals bilden die Berge von Wales und den angrenzenden Teilen von England. Diese Partie wird nur durch eine unbedeutende Zone jüngerer, vorwiegend triadischer Schichten, die bei Liverpool nordwärts an das Meer hinausstreichen, von einer weiteren großen Entwicklung alter Ablagerungen getrennt, die die Penninkette und den ganzen nordwestlichen Teil Englands zusammensetzen und etwas nördlich von der Mündung des Tees auch die Ostküste erreichen. Diese beiden paläozoischen Gebiete von Wales und von Nordengland gehören zu den in geologischer Hinsicht interessantesten Gegenden. Wales hat die prachtvoll entwickelten Typen der kambrischen und silurischen Formation für Sedgwick, Murchison und ihre Nachfolger geliefert; die Gliederung der Kohlenformation hat von hier ihren Ausgangspunkt genommen. Und die Schätze an fossilem Brennstoff und an Eisenerzen, die die Karbonablagerungen dieses Terrains liefern, haben mehr als irgend ein anderer äußerer Umstand dazu beigetragen, England auf die Stufe von Macht und Reichtum zu heben, die es heute einnimmt. Wie im Pariser Becken LN die armorikanische Masse, so schließen sich in England an diese paläozoischen Gebilde jüngere Ablagerungen von mesozoischem und tertiärem Alter in der Weise an, daß Trias, Jura, Kreide und Tertiär der Reihe nach durchschnitten werden in dem Maße, als man sich von dem Rande der alten Gebirge entfernt. So sehen wir den Jura an der Südküste in Dorsetshire beginnen und in einer zusammenhängenden Zone schräg durch die ganze Insel an die Nordostküste, nach Yorkshire, durchstreichen, wo die Formation durch die Menge der in verschiedenen Horizonten

eingeschwemmten Landpflanzen ausgezeichnet ist. Dann folgt eine breite Zone von Kreide und dann, den südöstlichsten Teil des Landes größtenteils zusammensetzend, das Tertiär, zunächst eozäne und oligozäne Schichten, die wir früher kennen gelernt haben, und darüber die jungen pliozänen Bildungen des Crag. Allerdings ist die Lagerung gerade hier durchaus nicht so regelmäßig wie in den übrigen Teilen des englisch-französischen Beckens, sondern wir finden namhafte Störungen, deren Charakter von größerem, allgemeinem Interesse ist. Man sollte erwarten, daß der ganze südöstliche Teil der Insel aus Tertiär bestehe. In Wirklichkeit ist das aber nicht der Fall, sondern das Tertiärgebiet wird durch einen großen ostwestlich verlaufenden Aufbruch älterer Schichten und zwar von Kreide- und Wealdenbildungen in zwei vollständig getrennte Teile zerlegt, von denen der eine an der Südküste in Dorsetshire und Hampshire liegt, während sich der andere größere, in dessen Zentrum annähernd London steht, aus Suffolk und Essex von der Ostküste weit nach Westen ins Innere des Landes zieht. Der Bau des Landes ist einfach und verständlich. Die obenstehende Abbildung (9) zeigt uns ein flaches Gewölbe, das durch die normalen zerstörenden Kräfte in seiner Mitte denudiert ist; in der Mitte des Gewölbes kommen die ältesten Schichten zum Vorschein, die bekannten Wealdenbildungen, Süß- und Brackwasserablagerungen, die die unterste Kreide repräsentieren und hier in großer Mächtigkeit entwickelt sind. Dieser Komplex, der keine große Widerstandskraft besitzt, bildet teils Flächen, teils ziemlich niedriges, meist sandiges Hügelland; dieses größtenteils von prachtvollen Forsten bedeckte Gelände heißt der „Weald“ und hat der Wealdenstufe den Namen gegeben. Zu beiden Seiten des Weald ragen die bedeutend festeren und widerstandskräftigen Schichtköpfe der marinen Kreide empor und bilden wegen ihrer geringen Verwitterbarkeit Höhenzüge, die den Weald einsäumen: die South Downs im Süden und die North Downs im Norden; die leichter zerstörbaren Tertiärbildungen treten natürlich noch weiter zurück. An sich bietet das Auftreten eines solchen flachen Gewölbes kein besonderes Interesse, und auch die Denudationserscheinungen sind, wenn auch ziemlich ansehnlich, doch in keiner Weise außergewöhnlich; die Bedeutung dieser Erscheinungen liegt auf einem ganz anderen Gebiete. Wenn wir dem Weald, der samt den einsäumenden Höhenzügen auf jeder einigermaßen größeren Karte von England im Süden von London angegeben ist, seiner Lage und Richtung nach mit den Vorkommnissen auf dem Festlande vergleichen, so finden wir, daß er die unmittelbare Fortsetzung jener Störungen darstellt, die wir oben im südwestlichen Belgien und in den anstoßenden Teilen von Frankreich kennen gelernt haben. Ferner haben die in große Tiefe hinabgetriebenen Brunnenbohrungen in London und seiner nächsten Umgebung gezeigt, daß hier ein nach Westen gerichteter Rücken älterer Gesteine durchstreicht, auf dem wie bei Boulogne sur Mer mittlerer Jura (Bathstufe) übergreifend liegt. So sehen wir die letzten Ausläufer eines festländischen Gebirgssystems sich über das Meer nach England erstrecken, wo sie vermutlich in den Mendip- und Cotswoldhügeln in der Nähe von Bristol ihr Ende finden.

Die alten paläozoischen Ablagerungen im Nordwesten Englands setzen sich von da aus nach Schottland fort, wo die Gebirge im Süden des Landes hauptsächlich aus silurischen Schichten und aus altem roten Sandstein bestehen. Nördlich liegt die schottische Niederung, deren Lage auf der Karte durch die Städte Edinburgh und Glasgow bezeichnet ist, ein Gebiet, wo die Kohlenformation vorwiegt und die Kohlenreviere Schottlands liegen. Weiter nach Norden folgt eine Zone von altem roten Sandstein, weiterhin eine ungeheure Masse von kristallinen Schiefen und unteres Silur, die im Verein mit einer großen Zahl von Granitpartien die schottischen Hochlande zusammensetzen. Gneise jedoch von der Beschaffenheit, wie sie in der Regel die ältesten Teile der archaischen Vorkommnisse bilden, fehlen in dieser Gegend, sie treten nur weiter im Westen auf den äußeren Hebrideninseln und im Norden auf den Shetlandinseln auf, während in den Hochlanden namentlich Glimmerschiefer und Gneise jüngeren Aussehens dominieren. Im

äußersten Nordosten von Schottland treten wieder ausgedehnte alte rote Sandsteine auf, die auch die Orkney- Inseln zusammensetzen und gerade in dieser Region eine Menge schöner Reste von Fischen und Eurypteriden geliefert haben. Von jüngeren Ablagerungen sind einige ziemlich kleine Vorkommnisse von Jura und oberer Kreide zu erwähnen, die an der Ostküste des nördlichen Schottland und auf den inneren Hebriden zwischen altem Gestein oder Basaltmassen eingeklemmt Vorkommen und namentlich darum wichtig sind, weil sie nur die letzten Denudationsreste von ehemals offenbar weit verbreiteten, aber fast ganz zerstörten Ablagerungen darstellen. Endlich sind noch von Wichtigkeit große und ausgebreitete Massen von Basalten, die in Schottland, namentlich an den Ufern des Tweed, in dem zentralen Kohlenkalk- und Devongebiete, ferner auf Arran und auf den inneren Hebriden Mull und Skye eine Rolle spielen.

Ein wesentlich anderes Bild als die größere Nachbarinsel bietet Irland, dessen Bau seltsam ist. Fast das ganze Zentrum der Insel und mindestens die Hälfte ihrer Oberfläche wird von marinem Kohlenkalk eingenommen, während flözführende Karbonschichten nur wenig Vorkommen und dadurch eilte bedeutende wirtschaftliche Inferiorität England und Schottland gegenüber bedingt wird. Aus dem Kohlenkalk ragen einige ältere Aufbrüche von altem roten Sandstein, von Silur und kristallinen Schiefen hervor, und außerdem ist die große Kohlenkalktafel des Inneren an den Küsten fast nach allen Seiten von älteren, stärker aufgerichteten Ablagerungen eingesäumt, vorwiegend kristallinen Schiefen, Graniten, Silur und Devon, die die Bergregionen im Norden, Westen, Süden und Südosten zusammensetzen; mitten zwischen stark gestörten und gefalteten Schollen hat sich der Kohlenkalk, in der Mitte nur wenig bewegt, als ein Tiefland erhalten. Nur im äußersten Norden treten auch einige beschränkte Partien von jüngeren Schichten mesozoischen Alters, etwas Trias, dürftige Spuren von Jura und eine Anzahl Bruchstücke einer Kreidezone auf. All diese Schichten haben sich wie manche Juravorkommnisse in Schottland nur dadurch der vollständigen Denudation entzogen, daß sich darüber eine mächtige Decke harter tertiärer Basalte ausbreitete, unter deren Schutz sie der Zerstörung entgingen. In Irland ebenso wie in Schottland treten die ausgedehnten Massen und Decken von Basalt auf, die dem jüngeren Tertiär angehören und mit pflanzenführenden Schichten dieses Alters in Verbindung stehen. Sie sind aber nicht auf diese Region beschränkt, sondern im nördlichsten Teile des Atlantischen Ozeans weithin verbreitet; nördlich von Schottland liegt unter dem 62. Grade nördlicher Breite die bedeutende Inselgruppe der Färöer, die ganz aus Basaltdecken und Tuffen mit Einlagerungen von Braunkohle und fossilen Landpflanzen besteht. Auch die große Insel Island ist durchaus nicht etwa eine moderne Aufschüttung, sondern sie besteht in der Hauptsache aus etwa der Mitte der Tertiärzeit angehörigen Eruptivmassen und Braunkohlenablagerungen, dem Surturbrandr, die nach ihren Pflanzenresten dem Miozän entsprechen dürften. Und ähnliche Gebilde treten an mehreren Punkten der westlichen

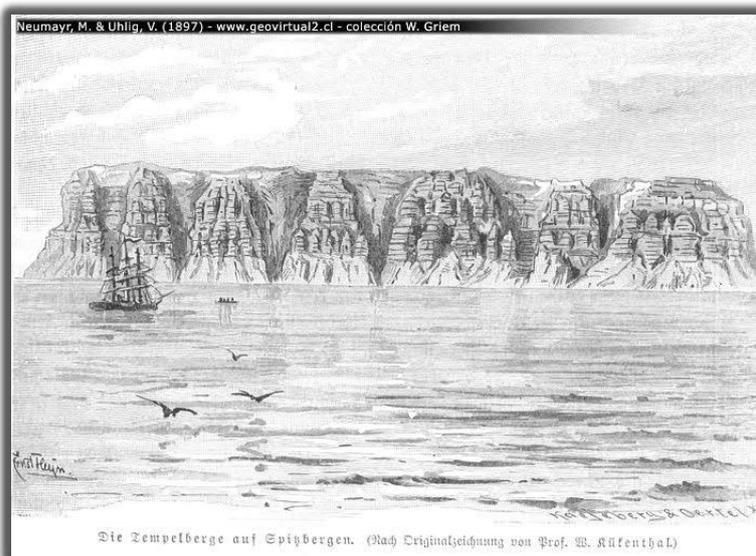


Abb. 10: Die Tempelberge auf Spitzbergen

der westlichen

und östlichen Küste von Grönland, an den Rändern dieses uralten, heute von Eismassen überdeckten Klotzes von kristallinen Gesteinen auf.

Man hat aus einer solchen Verbreitung nahe miteinander verwandter und annähernd gleich alter Gesteinsmassen mit Braunkohlen und Landpflanzen geschlossen, daß man es mit den Überresten einer alten Landmasse zu tun habe, die um die Mitte der Tertiärzeit das nordwestliche Europa mit Grönland und dem nordöstlichen Nordamerika verbanden; und in der Tat (vgl. S. 415) ergeben sich auch aus der Verbreitung der miozänen Meeresablagerungen Anhaltspunkte, die diese Meinung stützen. Ganz anders ist Spitzbergen gebaut, das in neuerer Zeit namentlich durch die skandinavischen Expeditionen erforscht worden ist. Hier haben wir stark aufgerichtete Schichten und schroffe Gebirge (s. obenst. Abbild. 10), in denen alter roter Sandstein, Kohlenformation, permische Schichten, Trias, Jura mit zahlreichen Versteinerungen sowie Tertiär auftreten.

Wir haben noch ein Gebiet des westeuropäischen Schollenlandes zu besprechen, das Gebirge, das den Westrand von Norwegen bildet. Hier finden sich nicht nur die archaischen Schiefer, sondern auch die kambrischen und silurischen Ablagerungen stark gestört, gefaltet und aufgerichtet. Stellenweise haben die versteinierungsführenden Ablagerungen ganz kristallinische Struktur angenommen, und namentlich in der Umgebung von Bergen treten in den Glimmerschiefern, Gneisen, in Quarziten und kristallinischem Marmor silurische Trilobiten, Brachiopoden, Korallen ec. auf (vgl. Bd. 7, S. 661). Nur der westliche Gebirgsrand der skandinavischen Halbinsel kennt solche Verhältnisse. In den östlicheren Teilen tritt dagegen allenthalben das archaische Gebirge mit horizontal aufgelagerten Schollen von kambrischem, silurischem und teilweise auch jüngerem Alter auf. Wie Sueß hervorhebt, findet sich hier die Grenze zwischen der westeuropäischen und der osteuropäischen Entwicklung; was weiterhin folgt, das östliche Norwegen und Schweden, gehört schon in den Bereich der großen Tafel, worin seit Beginn der paläozoischen Periode keine nennenswerte Veränderung mehr Platz gegriffen hat.

Ehe wir dies Gebiet besprechen, müssen wir nochmals einen Blick auf die Gesamtheit des westeuropäischen Schollenlandes werfen. Wir haben darin eine verwirrende Menge von alten Massen, abgestuften Tafeln, Senkungsfeldern etc. gefunden, die scheinbar in vollster Unordnung durcheinander gewürfelt sind, und müssen versuchen, in diesem Chaos einen leitenden Faden zu entdecken. Ein solcher ist in der Tat darin gegeben, daß in vielen voneinander getrennten Gebirgsstücken übereinstimmende Richtung der alten Falten herrscht. Dadurch wird die Ansicht nahe gelegt, daß sie ursprünglich einem zusammenhängenden und einheitlichen Gebirge angehörten, das später durch Einbruch großer Stücke in mehrere Horste zerfiel. Sueß hat diesen Gegenstand näher verfolgt und die ehemaligen Gebirge Europas zu rekonstruieren gesucht, und danach wollen wir uns ein Bild unseres Erdteils in jener längst verflissenen Zeit entwerfen.

Wenn wir in erster Linie das Alter der Gebirgsbewegungen ins Auge fassen, so können wir drei Hauptabschnitte unterscheiden. Einige wenige Teile des mitteleuropäischen Schollenlandes sind schon gegen Ende der Silurzeit gefaltet worden und scheinen seither keine merkliche Aufrichtung mehr erlitten zu haben: das gilt von den schottischen Hochlanden und den Hebriden sowie von der großen irischen Tafel, wo die devonischen Ablagerungen ungestört über den Schichtköpfen archaischer, kambrischer und silurischer Gesteine liegen. Ein zweites derartiges uraltes Gebiet bilden der Bayrische und der Böhmerwald, die jedenfalls schon vor Beginn der Kohlenformation aufgerichtet und in hohem Grads denudiert waren. Es sind das zwei Fragmente von uraltem Gebirge, die wir mit keinem anderen Stück Landes in Zusammenhang bringen können, die vereinzelt und fremd neben jüngeren Schollen der Erdrinde stehen. Von viel größerer Bedeutung ist eine zweite Periode der Aufrichtung, die in die letzten Abschnitte der

Kohlenformation und auf die Grenze gegen die permische Periode fällt und von derselben Bedeutung gewesen zu sein scheint wie die ungefähr in die Mitte der Tertiärzeit fallende Aufrichtung der alpinen Kettengebirge. Hierher gehören mit Ausnahme des bayrisch-böhmischen Grenzgebirges all die alten Horste Deutschlands: in erster Linie Erzgebirge, Fichtelgebirge, Thüringer Wald, Frankenwald, Harz, Rheinisches Schiefergebirge und Ardennen, Schwarzwald und Vogesen. In all diesen Gebirgsschollen erstreckt sich die Richtung der alten Falten annähernd von Südwesten nach Nordosten; auch da, wo der Umriß des Gebirges, durch spätere Brüche verändert, eine andere Längenerstreckung zeigt, wie das bei Schwarzwald, Vogesen, Harz und Thüringer Wald der Fall ist. Wenn wir nun ferner die Lage der einzelnen Gesteine in diesen Horsten ins Auge fassen, so sehen wir, daß die Hauptmasse der archaischen Bildungen dem südöstlichen Teile der ganzen Zone angehört. Schwarzwald, Vogesen, Fichtelgebirge, Karlsbader Gebirge, Erzgebirge sind durch die Massen ihrer uralten Gneise und Granite ausgezeichnet, während die Hauptentwicklung der verhältnismäßig jüngeren, paläozoischen Ablagerungen nach Nordosten, in das Rheinische Schiefergebirge, in den Harz, den Thüringer und Frankenwald fällt.

Wir werden hierdurch dazu geführt, all diese heute isolierten Massen als Bruchstücke eines gewaltigen, einseitig gebauten, von Südosten nach Nordosten streichenden Gebirges aufzufassen: Erzgebirge, Fichtelgebirge, Schwarzwald und Vogesen entsprechen der kristallinen Zone der Kette, während das Rheinische Schiefergebirge, der Harz, der Thüringer Wald etc. der sedimentären Außenzone angehören. Damit ist aber die Ausdehnung dieses alten Gebirges nicht erschöpft. Noch über die Vogesen hinaus läßt sich das nordöstliche Streichen des alten Gebirges bis in die östlichen Teile des Zentralplateaus von Frankreich verfolgen. Andererseits aber sehen wir im Nordosten, in Sachsen und dem anstoßenden Teile von Böhmen, das Ende des Erzgebirges mit dem Lausitzer Gebirge in nahe Verbindung treten; es erfolgt eine einfache Umbiegung in die sudetische Richtung, die Sudeten bilden den nach Südosten gekrümmten Schenkel desselben großen Gebirgsbogens. Wir haben uns also ungefähr zu Anfang der permischen Formation ein mächtiges alpines Hochgebirge zu denken, das im Zentrum von Frankreich begann und sich von da in einem mächtigen Bogen durch Mitteldeutschland zog und in Mähren und Österreichisch-Schlesien sein Ende gefunden zu haben scheint. Wir haben in diesem „variskischen [*1] Hochgebirge“ die Alpen der damaligen Zeit, die allerdings schon im Verlaufe der permischen Formation in großartigstem Maße abgetragen und zerstört wurden, da schon die Sedimente der Trias auf den Höhen des Schwarzwaldes wie auf den abradierten Falten des Rheinischen Schiefergebirges liegen. Das süd- und mitteldeutsche Stufenland mit seinen triadischen und jurassischen Ablagerungen bezeichnet uns einen riesigen Einbruch, worin ein großes Stück des variskischen Hochgebirges in die Tiefe gesunken ist.

[*1] Nach dem germanischen Stamme der Varisker, der seinen Sitz in der Umgebung von Hof in Bayern und in der Gegend des Fichtelgebirges hatte.

Ähnliche Verhältnisse finden wir auch weiter im Westen. In derselben Weise entsprechen die uralten Gneismassen, die den westlichen Teil des Zentralplateaus von Frankreich, die Bretagne und die anstoßenden Gebiete, zusammensetzen und in Spuren auch im südwestlichen England auftreten, der kristallinen Zone eines derselben Periode ungehörigen Hochgebirges, dessen sedimentäre Zonen durch die paläozoischen Ablagerungen in Cornwallis und Devonshire, die im Untergründe von London und bei Boulogne nachgewiesenen paläozoischen Bildungen und durch die westliche Hälfte des Kohlengebirges im nordöstlichen Frankreich und in Belgien angedeutet sind. Die übrigen Teile sind unter den jüngeren Schichten des Londoner und Pariser Beckens und unter dem Kanal verborgen, während eine weitere Fortsetzung nach Westen in die Tiefe des Atlantischen Ozeans hinabgebrochen zu sein scheint. Dieses „armorikanische-

Hochgebirge" [*2] ist im äußersten westlichen Teile seines Verlaufes von Westsüdwesten nach Ostnordosten gerichtet, biegt sich dann nach Osten um und nimmt endlich für den größten Teil seines uns bekannten Verlaufes südöstliches Streichen an.

[*2]: Nach den Armorikern, den alten keltischen Einwohnern der Bretagne.

So trafen damals auf einer Linie, die in Frankreich ans der Gegend von Valenciennes nach den Quellen der Dordogne verläuft, zwei gewaltige Hochgebirgs- bogen, der variskische und armorikanische, fast unter rechtem Winkel aufeinander, ähnlich, wenn auch minder großartig, wie heute die Systeme des Hindukusch und Himalaya in der großen indischen Scharung (vgl. unten, S. 531). Die Region der Erdrinde, in der damals große gebirgs- bildende Kräfte tätig waren, lag in Europa nahe dem Gebiets, wo in weit späterer Zeit die jüngsten großartigen Faltungen, die Auf- richtung der Alpen und Pyrenäen, vor sich gingen: der Schauplatz der Gebirgsbildung ist etwas nach Süden verlegt. Die Entstehung des variskischen und des armorikanischen Hochgebirges in der zweiten Hälfte der paläozoischen Zeit schließt aber die Faltenbildung im Gebiete des mittel- europäischen Schollenlandes nicht ab. Die Faltung des Weald in England, des subherzynischen Hügellandes, die Überschiebung des Granits über Jura und obere Kreide in den Sudeten gehören zu diesen jüngeren Bewegungen, die bis ins Tertiär hineinreichen, aber an Bedeutung weit hinter jenen früheren Zurückbleiben. Auffallend ist dabei, daß diese jüngere Faltungsrichtung des sub- herzynischen Hügellandes, das räumlich in das Gebiet des variskischen Gebirges fällt, doch die Richtung der armorikanischen Falten einhält. Und ebenso streichen die mit ihnen in naher Be- ziehung stehenden Bruchlinien, die Harz, Thüringer Wald und Frankenwald abgrenzen: es ist, als ob in späterer Zeit die armorikanische Richtung in das Gebiet der variskischen übergegriffen hätte.

[p. 524]

Die russisch-skandinavische Tafel und Sibirien.

In den norwegischen Randgebirgen sind, wie wir oben (S. 521) gesehen haben, die paläozoischen Ablagerungen mächtig aufgerichtet und gestört. Weiter gegen Osten im Inneren des Landes hört das ans. Der größte Teil des Bodens ist aus uralten archaischen Gesteinen gebildet, aus Graniten, Gneisen etc., und ans diesen ruhen alle fossilführenden Ablagerungen in vollständig horizonta- len Schichten. Die größte Verbreitung erlangen kambrische und silurische Bildungen, deren Be- schaffenheit wir schon früher bei der Schilderung der älteren paläozoischen Formationen ken- nen gelernt haben. Nehmen sie auch heute noch einen ansehnlichen Flächenraum ein, so sind sie doch außerordentlich denudiert, nur noch die Reste einer früher viel bedeutenderen Ver- breitung. Jüngere Sedimente der obersten Trias, des Jura und der Kreide sind fast ganz ans das südlichste Schweden beschränkt. Finnland besteht ganz aus alten kristallinischen Gesteinen, die sich von da aus nach Norden bis ans Eismeer und an das Weiße Meer erstrecken, vielfach von Diluviallehm gedeckt, durch die Bewegung des diluvialen Inlandeises abgeschliffen und nament- lich in Finnland selbst mit zahllosen verzweigten Seen bedeckt, die ein förmliches Labyrinth bil- den und einen Flächenraum voll mehr als 20.000 qkm einnehmen. Erst südlich vom Finnischen Meerbusen treten wieder fossilführende Ablagerungen auf und zwar gegen Norden zunächst kambrische und silurische Bildungen, die namentlich in Estland große Ausdehnung gewinnen und sich von hier nach Osten über Petersburg an das Südufer des Ladogasees und von da noch etwas weiter nach Norden ziehen. Außer dieser Hauptmasse kommen noch einzelne, zum Teil

große Schollen, z. B. in Kurland südlich von Mitau, vor. Auch die Inseln, die der kurischen und estnischen Küste vorliegen, wie Ösel und Dagö, bestehen aus silurischen Gesteinen, und namentlich Ösel ist durch den Reichtum an Resten von Fischen und großen Krustaceen aus der Abteilung der Eurypteriden ausgezeichnet (s. die Abbildung von Eurypterus Fischeri, S. 80). Diese Vorkommnisse nahem sich räumlich wieder den Inseln an der schwedischen Küste: Gotland, das durch den wunderbaren Versteinerungsreichtum seiner obersilurischen Korallenkalke hervorragt, ferner Öland. Dadurch wird es wahrscheinlich, daß alle diese heute getrennten Ablagerungen die Überreste einer ursprünglich überaus ausgedehnten Schichtmasse darstellen, die aus der Gegend des Wener- und Wettersees in Schweden über die Ostsee und ihre Küstengebiete bis an den Ladogasee und vermutlich noch weiter reichte.

Was die Silurablagerungen Rußlands für jeden, der an mitteleuropäische Verhältnisse gewöhnt ist, besonders charakterisiert, ist ihre vollständig regelmäßig horizontale Lagerung, die wir ähnlich allerdings schon in Schweden getroffen haben, aber hier uns aus zweierlei Gründen auffällt: einerseits wegen der größeren Ausdehnung dieser Gebilde, andererseits wegen ihrer Gesteinsbeschaffenheit, die sich weit von allem entfernt, was man sonst in alten Formationen zu treffen gewohnt ist. Neben festen Kalken findet man am verbreitetsten in der Umgebung von Petersburg plastische Tone, die sich von solchen tertiären Alters nicht wesentlich unterscheiden, lose Sande und lockere Sandsteine, und mit Staunen sammelt man darin die Reste aus den ältesten Phasen, deren organisches Leben man überhaupt näher kennt. Gegen Süden werden die silurischen Schichten von Devon bedeckt, das ungleich größeren Flächenraum einnimmt. Eine große, zusammenhängende Masse bildet diese Formation in Livland, Kurland und den östlich angrenzenden russischen Gouvernements; und von da erstrecken sich zwei breite Züge, der eine nach Nordosten bis an das Eismeer, der andere nach Südosten bis an den Don. Gegen Süden versinken die devonischen Bildungen unter einer mächtigen Decke von diluvialen Ablagerungen, aus denen weiterhin nur stellenweise Schollen von oberer Kreide hervorragen. Erst weit im Süden, im östlichsten Teile von Galizien, in der nördlichen Bukowina und in den angrenzenden Teilen von Podolien, zeigen sich unter der jungen Decke wieder alte Gesteins. Wo die Flüsse, der Dnjestr, der Pruth etc., ihre tiefen Betten in die ebene Fläche eingeschnitten haben, da tritt unter dem Diluvium obere Kreide, bisweilen oberer Jura und darunter Devon hervor: die wenigen Ablagerungen aus den weit auseinander liegenden Zeiträumen, in denen ein übergreifendes Meer diese Tafel überflutete. Die silurischen Ablagerungen am Dnjestr sind ähnlich entwickelt wie die des Ostseegebietes; und wahrscheinlich reicht eine zusammenhängende oder nur durch Denudation etwas angegriffene Decke altpaläozoischer Ablagerungen von der Ostsee bis an den Rand der Karpaten. Dieselbe mächtige Ausbreitung diluvialen Lehmes läßt auch in den Gegenden Rußlands, die auf den geologischen Karten in der Regel als Silur-, Devon-, Kohlenformation, Jura etc. eingezeichnet sind, diese älteren Formationen meist nur geringen Raum an der Oberfläche einnehmen. Auch hier wird sie durch junge Bildungen, durch Lehn: mit nordischen Geschieben, an anderen Orten durch schwarze Erde (Tschernosem), verdeckt, und die älteren Schichten treten nur an ganz vereinzelt Aufschlüssen, meist dort hervor, wo die Flüsse tief einschneiden.

Nach Osten schließen sich im Inneren von Rußland außerordentlich ausgedehnte Ablagerungen der Kohlenformation an, deren Verhältnisse schon früher geschildert worden sind (vgl. S. 155); ihr stärkstes Vorkommen gruppiert sich um Moskau, von wo sich ein Ausläufer nach Norden bis an das Eismeer erstreckt. Den gewaltigen Raum zwischen diesem Karbonvorkommen im Westen und dem Ural und den Timanbergen im Osten nehmen die bunten Mergel und marinen Kalke ein, die den Typus der permischen Formation Murchisons bilden. Hier findet sich nach unten ein Wechsel von bunten Mergeln und Sandsteinen mit Kalken, die eine Zechsteinfauna enthalten; in höheren: Niveau folgen ganz fossilere bunte Ablagerungen, die nach der Ansicht vieler

Geologen schon zur Trias gehören. Sollte sich diese Ansicht nicht bestätigen, so hätten wir in dem ganzen ungeheuern Ländergebiete des europäischen Rußland keinen anderen Vertreter der Trias als die Ablagerungen des großen Bogdo, eines vollständig isolierten Berges, der aus der unermesslichen astrachanschen Steppe östlich von der unteren Wolga hervorragt. Da östlich von der großen Permischen Fläche im Ural die älteren Formationen Karbon, Devon und Silur wieder zum Vorschein kommen, weil hier die Schichten aufgerichtet sind, so dürfen wir daraus schließen, daß diese in dem ganzen innerrussischen Gebiet in ungestörtem Zusammenhang den Untergrund bilden.

Übergreifend über all die paläozoischen Schichten breitet sich der obere Jura und die mit ihm aufs innigste verbundene untere Kreide (unteres Neokom, oberster Teil der Wolgastufe; vgl. S. 257 und 293) aus. Sie nehmen im mittleren und nordöstlichen Rußland großen Flächenraum ein und erstrecken sich in zahlreichen größeren und kleineren Schollen nach Süden bis in die Gegend von Kiew und an die untere Wolga und nach Westen bis Smolensk. Offenbar aber sind auch das nur die Denudationsreste einer ursprünglich über das ganze innerrussische Gebiet ausgedehnten Ablagerung.

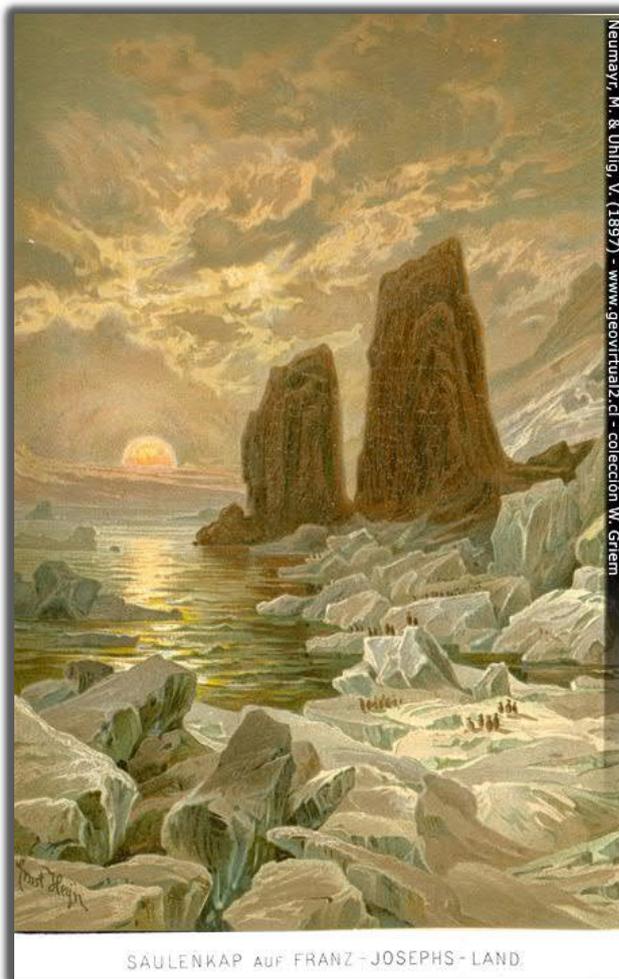


Abb. 11: Säulenkap auf Franz – Joseph Land

In den südlicheren Teilen, von Rußland nimmt eine Formation, die im Norden nicht verbreitet scheint, die obere Kreide, großen Raum ein. Aus Wolhynien zieht sich ferner bis an das Asowsche Meer ein breiter Zug von alten kristallinen Gesteinen, den der Dnjepr in seinen berühmten Stromschnellen durchbricht; und nordöstlich schließt sich daran das schon früher erwähnte Kohlengebiet am Donez an (vgl. S. 155), das in seinem Bau insofern wesentlich von den normalen Verhältnissen der russischen Tafel abweicht, als die Ablagerungen hier gestört und aufgerichtet sind. Ganz im Süden breitet sich am Rande des Schwarzen Meeres im nördlichen Teile der Krün und vom nördlichen Fuße des Kaukasus und dem Kaspischen Meere weithin nach Norden ein weites Tertiärgebiet ans, wo sarmatische und pontische Ablagerungen (vgl. S. 397) sowie junge Bildungen von kaspischem Typus die Hauptrolle spielen.

Die östliche Begrenzung des weiten russischen Gebietes bildet der Ural, dessen südlichen Anfang nördlich vom Aralsee der Hügelzug des Mugodjaren darstellt, ein niedriger Doppelzug altkristallinischer Gesteine, denen obere Kreide in horizontaler Lagerung übergreifend aufrucht. Dann folgt der eigentliche Ural, ein niedriges altes Gebirge von einseitigem Bau, das sich nach Norden bis an das Eismeer erstreckt, nachdem sich etwa unter 62° nördlicher

Breite das niedrige Timengebirge in nordwestlicher Züchtung abgezweigt hat. Im Norden gehört noch die Doppelinsel Nowaja Semlja dem System des Urals an, sie ragt bis etwa zum 77. Grade, Hier schließt dieses mächtige Faltensystem ab. Im höchsten bis jetzt erreichten Norden liegt nördlich von Nowaja Semlja das eisige Franz-Joseph-Land, das durch die kühnen Reisenden Payer und Weyprecht im Jahre 1874 entdeckt wurde. Mächtige Felsmassen umgürten den unwirtlichen Strand (s. die beigeheftete Tafel „Säulenkap auf Franz-Joseph-Land“), wo doleritische Eruptivgesteine eine große Rolle zu spielen scheinen, und von wo Leigh Smith Belemniten von vermutlich jurassischem Alter mitgebracht hat. Auch auf Nowaja Semlja tritt Jura auf. Ob aber zwischen beiden Regionen ein innigerer geologischer Zusammenhang besteht, das läßt sich vorläufig in keiner Weise entscheiden oder auch nur vermuten.

Östlich vom Ural erstreckt sich das gewaltige Ländergebiet von Sibirien; soweit die noch ziemlich dürftigen Nachrichten reichen, scheint der westliche Teil in seinem Charakter mit dem europäischen Rußland eng verwandt zu sein. Dann aber erheben sich Hochländer von bedeutender Höhe: der Altai und eine ganze Welt von wahrscheinlich meist ziemlich alten Gebirgen, die den Baikalsee umgeben, in denen die Quellen des Jenissei, der Lena, des Amur und ihrer wichtigsten Zuflüsse liegen, und die sich bis an den Stillen Ozean und an die nordöstliche Spitze Asiens erstrecken, Ist auch über einzelne Teile dieses weiten Gebietes, namentlich über den Altai, einiges Nähere bekannt, so ist doch der weitaus größte Teil fast eine Terra Incognita, so daß einen Überblick darüber zu geben unmöglich ist. Außerordentlich verbreitet sind jurassische Pflanzenschichten, Doch sind an manchen Punkten, überaus weit vom Meer entfernt, z. B. bei Nertschinsk, im Quellgebiete des Amur, am Mittellaufe des Wiluiflusses, auch einzelne marine Jura- und Unterkreidehorizonte vertreten, so daß also zeitweise eine ganz riesenhafte Transgression des Meeres in diesem Gebiete stattfand. Bemerkenswert sind auch außerordentlich versteinungsreiche Ablagerungen der unteren Trias mit zahllosen Ammoniten an den Ufern des Eismeeres.



[p.526]

Afrika und die vorderindische Halbinsel.

Wenn wir uns nach Süden wenden, um hier die Nachbarregionen der alpinen Gebirge kennen zu lernen, so tritt uns zunächst in dem Vorhandensein großer Meeresflächen eine Schwierigkeit entgegen. Das Mittelländische Meer nimmt allerdings nicht genau die Grenze zwischen den jungen Kettengebirgen und ihrem südlichen Hinterland ein, sondern nur auf einer bestimmten Strecke, von Tunis bis an die syrische Küste, Weiter im Westen greift das Meeresbecken unmittelbar in die alpine Region ein und trennt das nordafrikanische Küstengebirge in Tunis, Algerien und Marokko von den gleich gebauten Gebieten in Europa ab, während die Adria und der Griechische Archipel lies in die alpine Region einschneiden, ja das Schwarze Meer bis in das Gebiet der russischen Tafel vordringt. Für die Geschichte dieser Meeresbecken haben uns die Abschnitte über die historische Geologie eine Reihe wichtiger Daten geliefert. Wir haben gesehen, daß seit Beginn der mesozoischen Zeit der nord- und der südatlantische Ozean von Land eingenommen war, das einerseits Südamerika mit Afrika, andererseits Nordamerika mit Skandinavien in Berührung brachte oder wenigstens einander näherte. Zwischen dem nördlichen und dem äquatorialen Kontinent erstreckte sich aus der Gegend des heutigen Zentralamerika eine breite

Wasserstraße nach Osten, die sich dann in der Gegend der heutigen Gangesmündung mit dem damals noch viel kleineren Indischen Ozean vereinigte. Durch die ganze mesozoische Zeit scheint sich dieses zentrale Mittelmeer erhalten zu haben, ebenso wie die Landmassen zu seinen beiden Seiten, wenn auch außerordentlich große Schwankungen und Verschiebungen in den Einzelheiten vorkamen. Erst während der ersten Hälfte der Tertiärzeit scheint sich der Atlantische Ozean im heutigen Sinne gebildet zu haben. In ihm ging die westliche Hälfte jenes zentralen Mittelmeeres auf; seine östliche Hälfte dagegen wurde teils trocken gelegt, teils finden wir ihren allerdings stark veränderten Überrest in unserem heutigen Mittelländischen Meere. Das wichtigste Ereignis war hier die Absperrung gegen den Indischen Ozean, ungefähr zu Beginn der Miozänzeit. Den geringsten Umfang nahm das mittelländische Becken (vgl. oben, S. 416) während des ersten Abschnittes der Pliozänzeit ein. Dann nahm das Meer wieder überhand, das tyrrhenische und das adriatische Becken vergrößerten sich, ein großes Festland, das Sizilien mit Afrika verband und das Meer hinderte, das heutige Ägypten zu erreichen, sank in die Tiefe; und ebenso brachen die mit großen Binnenseen bedeckten Länder ein, die sich an der Stelle des heutigen Ägäischen Meeres ausdehnten- das Schwarze Meer wurde erheblich vergrößert und seine Verbindung nach Süden durch Bosporus und Dardanellen eröffnet.

Südlich von dem Mittelländischen Meer und den jungen Kettengebirgen breitet sich ein geologisch sehr einheitlich gebautes Land, die große afrikanisch-arabische Wüstentafel, aus, die in der waagerechten Lagerung auch sehr alter Schichten viele Ähnlichkeit mit der russischen Tafel zeigt, wie groß auch landschaftlich die Gegensätze zwischen beiden sein mögen. Die nordafrikanische Wüste beginnt südlich vom Atlas an den Küsten des Atlantischen Ozeans und erstreckt sich von da, nur durch die schmale Furche des Niltales unterbrochen, bis an das Rote Meer, das das Saharagebiet von Arabien trennt. Den Untergrund des Gebietes bilden alte archaische Ablagerungen, die an beiden Ufern des Roten Meeres auf große Strecken zu Tage treten. Weiter südlich bei Chartum herrschen diese alten Gesteine ausschließlich und scheinen im südöstlichsten Teile der Sahara und auf der Grenze gegen den Sudan große Verbreitung zu erlangen. Über die größte Ausdehnung des Wüstengebietes hin sind jedoch diese ältesten Gesteine durch jüngere Schichten verdeckt. Wohl kennen wir die ganze Wüste zu wenig, um eine vollständige Schilderung geben zu können; doch lassen sich wenigstens einige Hauptzüge schon jetzt erkennen. Im südwestlichen Teile der Sahara erreichen die ältesten Schichtgesteine ihre Hauptverbreitung. Overweg hat von hier devonische Meeresfossile und Steinkohlenpflanzen mitgebracht, die Beyrich bestimmte, während Lenz auf seinem Zuge nach Timbuktu Kohlenkalkfossile sammelte, die von Stäche beschrieben wurden. Im Norden und Osten der Sahara dagegen ist nichts derartiges bekannt; erst am Ufer des Roten Meeres sind sowohl auf der afrikanischen Seite als auf der Sinaihalbinsel beschränkte Vorkommnisse paläozoischer Schichten beobachtet worden. Nach dem Ende der Kohlenformation scheint das Meer auf lange Zeit das Wüstengebiet verlassen zu haben: weder die Permformation noch Trias, Jura oder untere Kreide haben irgend eine Spur ihrer Anwesenheit hinterlassen; und erst die obere Kreide tritt auch hier übergreifend auf und scheint mehr als die Hälfte des ganzen Wüstengebietes einzunehmen. Ihr gleichmäßig ausgelagert erscheinen im Nordosten weit ausgebreitete Ablagerungen von alttertiären Schichten, namentlich von Nummulitenkalk, in den von Fremden am meisten besuchten Teilen der Wüste an den Rändern des Niltales in Ägypten, wo der Boden stellenweise mit Millionen von Nummulitenschalen bedeckt ist. Jüngere Tertiärschichten treten nur beschränkt ans. Vermutlich pliozäne Korallenkalke säumen das Rote Meer an vielen Stellen ein, pliozäne Sandablagerungen mit einer Muschel- und Schneckenfauna, in der sich Typen des Roten Meeres mit solchen des Mittelmeeres mischen, finden sich an den Rändern des Nildeltas, und weiter im Westen zeigen sich an manchen dem Nordrande genäherten Punkten, z. B. in der Ammonsoase (Siwah), miozäne

Meeresschichten. Dagegen finden sich im Inneren nirgends junge Marinablagerungen, wie sie nach den Ansichten der Vertreter eines pliozänen und diluvialen Saharameeres vorhanden sein sollten. An einer anderen Stelle (Bd. I, S. 576—586) ist die Wüste landschaftlich geschildert worden. Die Sahara stellt ein ausgezeichnetes Stufenland dar, worin die einzelnen Schichten oder Schichtgruppen in Terrassen übereinander aufsteigen, die lediglich durch die Erosion bedingt sind; von größeren Verwerfungen wird wenig berichtet. Selbst die Hochgebirge der Sahara im Lande der Ahaggar und in Tibesti sollen denselben Stufenbau zeigen, nur mit dem Unterschiede, daß die einzelnen Terrassen hier, nahe aneinander gedrängt, sich hoch übereinander erheben. Allerdings sollte man danach annehmen, daß die jüngsten Schichten das höchste Niveau einnehmen, während in Wirklichkeit hier gerade alte kristallinische Gesteine aufzutreten scheinen. Es dürfte sich daher doch um bedeutendere Störungen handeln; und die Angaben vieler Reisenden, denen doch meist die geologische Schulung fehlt, dürften gerade in den schwierigeren Fragen des Aufbaues im großen nur mit Vorsicht zu behandeln sein. Wo die gewaltige Wüstentafel, die wohl ganz Europa an Umfang übertrifft, ihr südliches Ende findet, läßt sich nicht bestimmt angeben. Wohl kennen wir ziemlich genau die Grenze der Wüste gegen den vegetationsreichen Sudan; aber diese für den landschaftlichen Charakter und den Pflanzenwuchs so wichtige Scheidelinie braucht nicht mit der geologischen Grenze zusammenzufallen. Abessinien scheint wenigstens teilweise trotz seines abweichenden Charakters noch hierher zu gehören. Im südlichen Abschnitte des Landes aber stellen sich nach Blanford's Untersuchungen schon andere Verhältnisse ein: es finden sich marine Juraablagerungen, und der Bau weicht in wichtigen Punkten von dem im Norden ab. Im allgemeinen aber können wir das nordafrikanische Wüstengebiet von dem alten Festlande von Mittel- und Südafrika bei dem heutigen noch äußerst unvollkommenen Stande unserer Kenntnisse dieser Regionen nicht scharf scheiden.

Von der eigentlichen äthiopischen Region, südlich von der Sahara, sind nur wenige Partien etwas näher untersucht, nämlich ein Teil des Kaplandes und der nordwärts unmittelbar anstoßenden Gebiete; außerdem sind einige Küstenpunkte von Geologen besucht worden. Für das Innere aber liegen nur wenige, meist flüchtige Notizen von Reisenden vor, die auf ihren Zügen an manchen Stellen dieses oder jenes Gestein beobachtet haben. Immerhin spricht sich in diesen Daten übereinstimmend ein ziemlich scharf charakteristisches Gepräge aus, so daß wir wenigstens annähernd ein Bild entwerfen können. Die wichtigsten Erscheinungen sind die außerordentliche Verbreitung kristallinischer Schiefer und der vollständige Mangel mariner Ablagerungen im Inneren. Meeresbildungen paläozoischen Alters scheinen sich nur im Süden von der Küste zu entfernen, jüngere, mesozoische oder tertiäre Marinschichten diese nur am äußersten Rande einzusäumen. Wir haben es also offenbar mit einem uralten Kontinent zu tun, der seit sehr langer Zeit nicht mehr vom Meere bedeckt wurde, und auf dessen Rücken Landpflanzen führende Sandsteine in großer Ausdehnung verbreitet scheinen.

Im südlichsten Teile von Afrika treten über den kristallinischen Schiefen und gleich diesen gefaltet paläozoische Meeresbildungen auf, die devonische Versteinerungen, namentlich Trilobiten aus der Gattung Homalonotus, geliefert haben. Merkwürdigerweise stimmen diese Ablagerungen in ihren Fossilien auffallend mit denen überein, die auf den Falklandinseln, östlich vom Feuerlande, vorkommen. Über dem Devon folgen die schon bei einer früheren Gelegenheit erwähnten Ablagerungen des unteren Teiles der Kohlenformation mit Lepidodendren-Resten, noch gefaltet und aufgerichtet; alle jüngeren Schichten aber liegen ungestört und horizontal und bilden weite Tafelflächen: die Ablagerungen der Karrooformation, jene mächtigen Sandsteine, Schiefertone und Konglomerate, deren unterstes Glied, die Eccaschichten, unter Mitwirkung von Eis gebildet worden sind. Sie gehören dem oberen Teile der Kohlenformation an, während die jüngeren Partien der Karroobildungen der permischen und triadischen Formation

entsprechen. Sie enthalten jene eigentümliche, namentlich durch das Vorkommen der Gattung *Glossopteris* ausgezeichnete Flora, die auch in den unteren Gondwanaschichten Indiens und in Australien verbreitet ist, und denselben Abteilungen gehören auch die zahlreichen seltsamen Reptilformen aus der Ordnung der Anomodonten an, die wir früher (S. 188) besprochen haben. Genauere Daten über diese Vorkommnisse liegen allerdings nur aus dem südlichen Afrika vor; aber die zahlreichen Angaben der Reisenden über das Auftreten von Sandsteinen auch in nördlicheren Gegenden machen es wahrscheinlich, daß der Karrooformation entsprechende Bildungen große Verbreitung im Inneren des Weltteiles finden. Da jüngere mesozoische Bildungen nur ganz an den Rändern des Festlandes auftreten, so hat das Meer hier selbst zur Zeit seines höchsten Standes nie mehr als die äußersten Flanken des Kontinents bespült. So geringen Raum aber auch diese Ablagerungen einnehmen, so sind sie doch aus Gründen, die wir bald kennen lernen werden, von großer Wichtigkeit. An der Westküste kennen wir Ammonitenschichten, die ihrem Alter nach etwa der Mitte der Kreideformation entsprechen. Sie treten an mehreren Punkten auf; Lenz hat zahlreiche Ammoniten auf der niedrigen Insel Elobi, unmittelbar nördlich vom Äquator, gesammelt, und von da an scheint sich die Verbreitung weit nach Süden bis in die Nähe der Walfischbai verfolgen zu lassen. Weit reichlicher und mannigfaltiger treten mesozoische Bildungen an der Ostküste auf. Weit im Süden in der Nähe von Port Elizabeth finden sich die sogenannten Uitenhaageschichten, äußerst versteinungsreiche Ablagerungen der untersten Kreide, deren eigentümliche Fauna mit Europa nicht eine einzige Art gemein hat, dagegen einige wenige Anklänge an das südliche Indien und an Südamerika zeigt. Etwas nördlicher gibt es ammonitenreiche Schichten der oberen Kreide, die sich ebenfalls ganz an die Vorkommnisse des südlichen Indien anschließen. Dieses Verhältnis ändert sich aber, sobald wir noch weiter nach Norden gehen. Von Mosambik ist uns zwar nur ein einziger Ammonit der untersten Kreide bekannt; dieser gehört aber einer der verbreitetsten charakteristischen Arten des alpinen Neokoms in Europa an. Und die von Beyrich untersuchten oberjurassischen Ammoniten von Mombas unter 5° südlicher Breite haben ebenfalls die größte Ähnlichkeit mit den Vorkommnissen Europas und noch mehr mit denen des nördlichen Indien. Wir haben gesehen, daß diese Verhältnisse in Verbindung mit der Verwandtschaft der heutigen Fauna von Südafrika, Madagaskar und Indien und mit der nahen Übereinstimmung der Reptile und Landpflanzen in der Karrooformation Afrikas mit denen der unteren Gondwanaschichten in Indien auf eine ehemalige quer über den heutigen Indischen Ozean reichende Landverbindung zwischen diesen Ländern hinweisen.

Die vorderindische Halbinsel südlich von den weiten Ebenen von Bengalen und Pandschab ist erst in späterer Zeit mit dem asiatischen Festland in Verbindung getreten, sie war ursprünglich mit Afrika in Zusammenhang. Auch hier haben wir es mit einem Stück uralten Festlandes zu tun, ans dessen Rücken nur Binnenablagerungen mit Landpflanzen lagern. Vor allem sind die oft erwähnten Gondwanaschichten zu nennen, die die ganze Zeit von der Mitte der Kohlenformation bis Ende der Trias zu umfassen scheinen. Auch jüngere, dem Jura angehörige Pflanzenschichten treten ans, während der oberen Kreide jene unermeßlichen Anhäufungen basaltischer Eruptivgesteine anzugehören scheinen, die unter dem Namen des Dekhantrappes bekannt sind und an Größe der Ausbreitung auf der ganzen Erde ihresgleichen nicht haben dürften. Mit diesen Trappen sind an manchen Stellen Süßwasserkalke mit Binnenkonchylien vergesellschaftet. Auch hier finden sich wie im mittleren und südlichen Afrika nur an den Rändern schwach übergreifend Meeresablagerungen vor. Am wichtigsten darunter sind im Nordwesten die Jurabildungen von Cutch an der Hindusmündung, deren überaus fossilreiche Schichten mit denen Europas die auffallendste Übereinstimmung zeigen. Kaum minder bedeutend sind im Süden die Schollen von oberer Kreide in der Umgebung von Madras und Ponditscherri, die ihrerseits mit den

Vorkommnissen in Südafrika, in Japan, im Amurgebiet und an der pazifischen Küste von Nordamerika eng verwandt sind, ja wegen ihrer außerordentlichen Versteinerungsfülle geradezu den Typus der pazifischen Entwicklung der oberen Kreide darstellen.



Die asiatischen Kettengebirge, China und Australien.

Wir haben schon bedeutende Teile von Asien im Norden und Süden kennen gelernt; zwischen beiden aber liegt ein riesiges Ländergebiet, dessen Erforschung in den letzten Jahrzehnten gewaltige Fortschritte gemacht hat: die ganze kleinasiatisch-armenisch-iranische Bergregion, Zentralasien, die indisch-tibetanischen Ketten, die chinesischen Massen, Hinterindien und die Welt von Inseln, die Asien nach Südosten und Osten, von der Westspitze von Sumatra bis nach Kamtschatka, umgeben. Einige Teile dieses Areals sind ziemlich gut, andere wenigstens einigermaßen geologisch bekannt; über anderen aber liegt noch tiefes Dunkel. Eine gleichmäßig eingehende Darstellung dieser überaus interessanten Gegenden zu geben, ist also unmöglich. Da jedoch die Hervorhebung einiger, die Vernachlässigung anderer Gebiete eine unrichtige Vorstellung erzeugen würde, so können wir uns nur ganz flüchtig auf die Betrachtung dieser Länder einlassen.

Die große Region junger Kettengebirge setzt sich aus dem südöstlichen Europa nach Asien fort und umfaßt hier zunächst das kaukasisch-armenische Gebiet und Kleinasien. Als eine Fortsetzung des Balkans kann mit großer Wahrscheinlichkeit das Gebirge im südöstlichen Teile der Krim und weiterhin der Kaukasus betrachtet werden, der sich als gewaltige Bergmauer, die Alpen an Höhe bedeutend übertreffend, von der Ausmündung des Asowschen Meeres bis an das Kaspische Meer erstreckt. Granite, Gneise, kristallinische Schiefer, andererseits sehr entwickelte Ablagerungen des Jura, der Kreide und des Tertiärs sind vergesellschaftet mit Ungeheuern Massen trachytischer Eruptivgesteine, die unter anderen die beiden gewaltigsten Gipfel, den Kasbek und den Elbrus, zusammensetzen. Südlich vom Kaukasus und von ihm durch die Täler des Rion und des Kur getrennt, erstreckt sich das armenische Hochland, dessen Bau gleich dem des ersten Gebirges durch Abich der Wissenschaft erschlossen wurde. Wir kommen hier an ein Gebiet, das mit dem trotz mannigfacher Forschungsreisen seiner Hauptausdehnung nach noch ganz unverstandenen Kleinasien in Zusammenhang steht. Soweit eine Orientierung möglich ist, können wir es als wahrscheinlich bezeichnen, daß in das westliche Kleinasien einzelne Ketten über das Ägäische Meer herüberstreichen, die im östlichen Griechenland eine östliche Richtung Anschlägen, und daß die Inseln des Archipels Trümmer dieser Verbindungsstücke darstellen. Auf kleinasiatischem Boden herrscht zunächst westliches Streichen in den Gebirgen, an deren Aufbau namentlich kristallinische Gesteine von teilweise sehr jungem Alter, ungeheure Massen von Hippuritenkalken und flyschähnlichen Gesteinen der oberen Kreide und Nummulitenkalke teilnehmen, während ausgebreitete Süßwasserkalke, seltener Meeresbildungen des oberen Tertiärs, endlich gewaltige Mengen trachytischer Eruptivgesteine einer jüngeren Bildungsepoche angehören.

Im nördlichen Teile Kleinasiens hält die östliche Richtung weithin an. Später biegen aber die Gebirge nach Nordosten um und bilden den westlichen Teil des armenischen Hochlandes; sie reichen bis an das Tal des Rion und brechen hier im Angesichte des ganz anders orientierten, nach

Südsüdosten streichenden Kaukasus plötzlich ab. Verwickelter gestalten sich die Sachen im südlichen Teile Kleinasiens, im Gebiete des Taurus, der mehrfach in bogiger Krümmung seine Richtung zu wechseln scheint, eine Änderung, die sich auch im Verlaufe der kleinasiatischen Küste ausdrückt. Im Osten biegen auch diese Ketten nach Nordosten, es gesellen sich ihnen andere Bergzüge bei, die in der einspringenden Ecke zwischen Kleinasien und Syrien, am Golfe von Jekanderun, entspringen und als eine Fortsetzung des nordöstlichen gebirgigen Ausläufers der Insel Cypern betrachtet werden. Auch diese Ketten ziehen sich nach dem armenischen Hochland und nehmen an dessen Ausbau teil. Ungeheure Vulkane, unter denen der Große Ararat weitaus der bedeutendste ist, und das Austreten furchtbarer Erdbeben charakterisieren diese Region als ein Feld noch junger Tätigkeit der gebirgsbildenden Kräfte, die noch heute nicht zur Ruhe gekommen sind. Es ist auf die Möglichkeit hingewiesen worden, daß sich hier ein großer Einbruch vorbereite, ähnlich dem, der das Schwarze Meer zum großen Teile geschaffen hat, und daß durch ein derartiges Ereignis das kaspische Becken mit dem pontischen in Verbindung treten werde.

Ungefähr in der Mitte des armenischen Hochlandes tritt eine große Änderung in der Richtung des Gebirges ein: aus der nordöstlichen wendet es sich in die südöstliche Direktion. Ein Zug streicht gegen das Südwestende des Kaspischen Meeres und bricht an dessen Küsten ab; eine zweite Kette streicht dieser ersten etwas weiter südlich parallel, und ihre Fortsetzung bildet das Elburzgebirge, die gewaltige Gebirgsmauer, die das persische Hochland von dem Kaspi trennt und von dem riesigen Vulkankegel des Demawend überragt wird. Das persische Hochland, worüber wir namentlich von Tietze Nachricht erhalten haben, wird selbst wieder von bedeutenden Ketten durchzogen. Nach Südwesten und Süden wird das iranische Gebiet durch eine breite Zone von Gebirgszügen begrenzt, die etwas südlich vom armenischen Hochland in Kurdistan beginnt und die mesopotamische Ebene und den Persischen Meerbusen gegen Nordosten einsäumt. In der Nähe der Straße von Ormus wendet sich die Richtung gegen Osten und bleibt so bis nach Belutschistan, wo plötzlich in der Nähe der indischen Grenze eine rasche Umbiegung nach Nordosten bis Norden eintritt und die Ketten sich dem Indus entlang gegen den großen Gebirgsknoten des zentralen Asien hinziehen. Auch die Ketten des inneren Iran und Afghanistan schließen sich dieser Richtung an, und die eng zusammengedrängten Fortsetzungen dieser Gebirge vereinigen sich zu dem gewaltigen, nordöstlich orientierten System des Hindukusch, der riesigen Schwelle zwischen Turan und Indien.

Der Hindukusch streicht nach Nordosten bis nahe an den 74. Grad östlicher Breite (von Greenwich). Hier aber erreicht er plötzlich sein Ende, er trifft auf ein noch gewaltigeres Gebirge, das von Südosten nach Nordwesten gerichtet ist: auf das ungeheure System des Himalaya und Kuenlün. Beide stoßen hier fast unter einem rechten Winkel zusammen, ohne daß es bisher ermittelt wäre, ob die einzelnen Ketten an dieser Stelle abbrechen oder in scharfer Umbiegung ineinander übergehen; so verhält es sich wenigstens im südlichen Teile dieser mächtigen Scharrung, wo der eigentliche Hindukusch mit dem Himalaya zusammenkommt. Etwas anders gestalten sich die Beziehungen weiter im Norden, hier liegen die Pamir, „das Dach der Welt“, nach der früheren Auffassung ein überaus hoch gelegenes Plateau, das in Wahrheit nach den Untersuchungen von Stoliczka und russischer Geologen aus einer großen Anzahl dicht aneinander gedrängter Ketten besteht, die alle nach Ostnordosten in der Richtung des Hindukusch streichen und mit diesem ein Gebirgssystem bilden. Diesen Ketten kommt von Südosten her das nach dieser Richtung umgebogene Ende des Kuenlün entgegen, das sich hier eng an den Himalaya anschmiegt; aber sein Verhalten gegen die Nordostzüge ist anders. Statt gegen sie abzustoßen oder in deren Richtung umzuschwenken, biegt die äußerste Fortsetzung des Kuenlün als Ksil Dart oder Gebirge von Kaschgar nach Nordnordwesten und zuletzt nach Norden um; er streicht

an den Enden der Pamirketten vorüber, die hier abstoßen. Plötzlich bricht der Zug des Kisil Dart seinerseits ab, und nun streicht das nördlich an die Pamirketten sich anschließende Alaigebirge seinerseits an dessen nördlichen! Ende vorüber. Damit haben wir aber den Beginn eines ganz neuen Gebirgssystems erreicht, den mächtigen Tianschan, der sich in gewaltiger Breite von den Ufern des Oxus und Jaxartes bis ins Herz der Mongolei erstreckt, und dessen südlichste Kette das Alaigebirge darstellt. Wir können hier nicht auf eine genaue Schilderung des Tianschan eingehen, der durch die Untersuchungen russischer Geologen, namentlich von Muschetow und Romanowsky, bekannt geworden ist. Spärliche paläozoische Ablagerungen, pflanzenführende Juraschichten, einige isolierte Vorkommnisse von marinem Jura, fossilreiche obere Kreide und unteres Tertiär sind die hier hauptsächlichsten Sedimentbildungen.

Die Erscheinungen, wie wir sie bei dem Zusammentreffen der beiden gewaltigen Gebirgssysteme des Hindukusch und des Himalaya bei der Scharung dieser riesenhaften Ketten kennen gelernt haben, sind weitaus das Großartigste, was in dieser Beziehung auf der ganzen Erde existiert. Die ersten allerdings noch wenig bedeutenden Anfänge liegen im Süden im oberen Pandschab im Salzgebirge ungefähr unter $32 \frac{1}{2}^{\circ}$ nördlicher Breite; und von da bis fast zum 40. Grad, also auf eine Entfernung von nahezu 850 km, können wir die wichtige geologische Linie

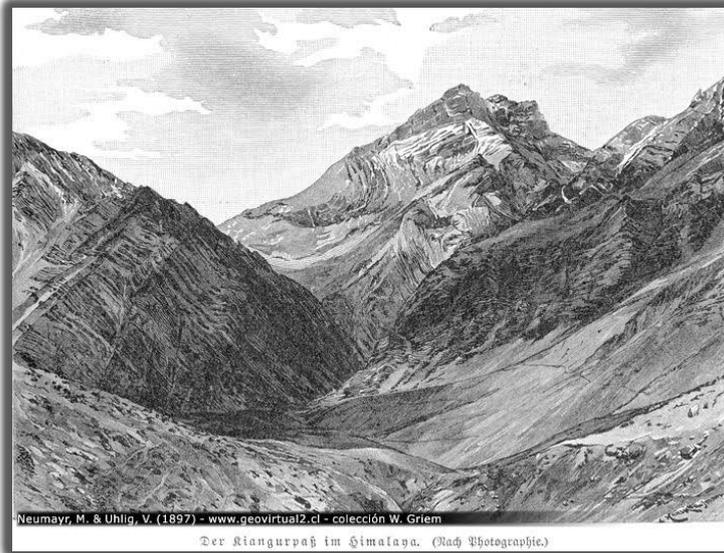


Abb.12: Der Kiangurpass im Himalaya

verfolgen, in der die mächtigsten Gebirge unseres Planeten zusammenstoßen und das großartige Hochland mit einzelnen Erhebungen über 8000 m bilden.

Wir haben gesehen, daß die gewaltigen Ketten des Himalaya, des Kuenlün, von Südosten herstreichend, an der großen indischen Scharung teilnehmen, und müssen diese höchsten Gebirge der Erde kurz betrachten. Der Himalaya erhebt sich ziemlich rasch über der indischen Ebene, über den weiten

Schwemmlanden des Ganges, des Indus und ihrer Nebenflüsse, und man könnte geneigt sein, dieses Verhalten mit dem der Alpen zur lombardischen Tiefebene zu vergleichen. Allein ein näheres Studium des Gebirges hat gezeigt, daß das nicht der Fall ist, sondern daß die Richtung des Schubes von Norden kam, daß die südliche Seite des Himalayas die Außenseite darstellt. Den äußersten Saum des Gebirges gegen die Ebene nehmen die jungtertiären Sivalikschichten ein, Süßwasserbildungen von außerordentlicher, bisweilen einige 1000 m betragender Mächtigkeit. In diesen ist die reiche, zum geringeren Teile dem europäischen Miozän, zum größeren dem Pliozän entsprechende Säugetierfauna hervorzuheben mit ihren zahlreichen Elefanten, Mastodonten, Nashörnern, Hippopotamen, mit den riesigen Sivatherien, Hydalpitherien und ihren massenhaften Rindern etc., die schon früher (S. 354 und 410) erwähnt worden sind. Allein auch in rein geologischer Beziehung sind diese Bildungen bemerkenswert. Schon die außerordentliche Dicke des Sedimentes ist befremdend; denn wir können unmöglich die Existenz eines so tiefen Binnensees annehmen, daß 4000 m mächtige Sand- und Lehmlagerungen auf seinem Boden hätten entstehen können, und überdies sieht man durchaus nicht ein, wo denn gegen

den Golf von Bengalen und gegen das Arabische Meer die Ufer dieses Sees gelegen haben sollen. Blanford hat diese Schwierigkeiten hervorgehoben; und diese sowohl als der Charakter des Sedimentes, das mit den heutigen Absätzen der großen indischen Ströme außerordentliche Ähnlichkeit zeigt, führen zu der Ansicht, daß wir es mit Anschwemmungen der tertiären Flüsse zu tun haben, eine Ansicht, die um so wahrscheinlicher ist, als man einen Zusammenhang zwischen der Lage der aus dem Himalaya austretenden Flußtäler und der

Beschaffenheit der Absätze nachweisen kann. Immerhin ist es auch so noch schwierig genug, sich vorzustellen, auf welche Weise die Ströme der Tertiärzeit Schlamm und Sand in solcher Mächtigkeit zusammenhäufen konnten. Wir müssen annehmen, daß während der miozänen

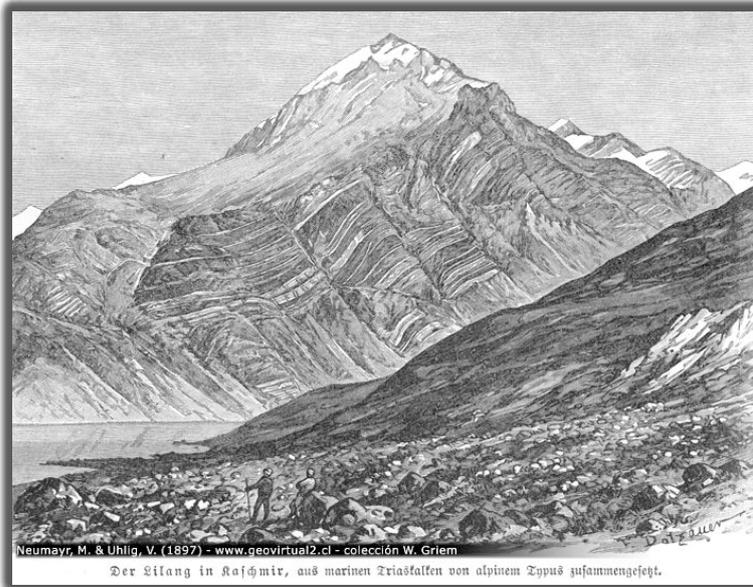


Abb. 13: Der Lilang in Kaschmir

und pliozänen Zeit das Gebiet, das heute die große nordindische Ebene einnimmt, ein Senkungsfeld darstellte, das an Bruchlinien absank, während gleichzeitig die aus dem Gebirge kommenden Flüsse in demselben Maße Schlamm, Sand und Gerölle aufschütteten, als das Terrain sank, so daß es fortwährend annähernd dasselbe Niveau behielt oder wenigstens über dem Meeresspiegel blieb. In wie langsamem Tempo also findet ein derartiges Abgleiten größerer Schollen der Erdrinde in die

Tiefe statt, wenn die Anschwemmung eines Flusses über weite Strecken hin den Höhenverlust aus jenem Wege zu decken vermag.

Während sich in dieser Weise die Sivaliksichten als die miozänen und pliozänen Alluvien der großen, dem Himalaya entstammenden Wasserläufe absetzten, war die Faltung und Ausrichtung des Gebirges noch fortwährend tätig. So sehen wir denn auch die Sivalikbildungen am Fuße des Himalaya noch stark gestört und selbst die jungen, pliozänen Ablagerungen mit den Resten von Rindern und Elefanten in ein verwickeltes System von Synklinalen und Antiklinalen gelegt (s. obenstehende Abbild. 13). Es geht daraus hervor, daß der Himalaya ein viel jüngeres Gebirge ist als die Alpen, oder richtiger gesagt, daß seine Anstauung noch in viel jüngerer Zeit fortgedauert hat: am Fuße der Alpen sind die älteren Miozänschichten das jüngste Glied, das noch aufgerichtet ist, während im Himalaya vermutlich die Gesamtheit des Pliozäns noch von der Bewegung mitbetroffen ist. Der Bau des eigentlichen Hochgebirges ist verwickelt und wechselt je nach den Gebieten. Zunächst an die tertiäre Außenzone schließen sich versteinungsleere kristallinische Schiefer, Gneise und Ablagerungen paläozoischen Alters; erst weiter im Inneren folgen fossilreiche Bildungen, die vom Silur bis zu den eozänen Nummulitenkalken reichen. Bemerkenswert sind die mächtigen Massen von Kalken und Dolomiten der Trias, die teilweise eine Menge von Ammoniten oder auch großen Muscheln aus den Gattungen *Megalodus* und *Dicerocardium* enthalten und in ihrer Entwicklung (s. untenst. Abbildung) in mancher Hinsicht lebhaft an die Vorkommnisse des Salzkammergutes erinnern. Der Jura ist durch die schwarzen „Spitischiefer“

vertreten, die eine außerordentlich eigentümliche Ammonitenfauna enthalten. Die Mehrzahl der hier vorkommenden Arten ist auf diese Gegend beschränkt. Im Besonderen zeigt sich fast gar keine Verwandtschaft zu den Typen der indischen Halbinsel; im Gegenteil erinnern manche der Himalayaformen an solche der nordischen Entwicklung, wie wir sie am besten aus Rußland kennen. Nicht überall aber treten im Himalaya diese Meeresbildungen auf. In östlichen Teile greifen die pflanzenführenden Binnenablagerungen, wie sie auf der indischen Halbinsel herrschen, wenigstens in die äußeren Zonen des Gebirges ein; dessen tektonische Grenze fällt also nicht mit der Grenze zwischen der Meeres- und Binnenentwicklung der älteren Sedimente zusammen. Jenseits der fossilreichen Ablagerungen folgen dann gegen Norden zu wieder riesige Massen von Gneisen, die die höchsten Ketten und Gipfel des Gebirgssystems und der ganzen Erde bilden: die zentralen Gneise des Himalaya setzen den Gaurisankar, den Kantschindschinga und die höchsten Erhebungen zusammen. Was jenseits dieser höchsten Kette liegt, ist nur für den westlichsten Teil des Gebietes in der Nähe der großen Scharung einigermaßen bekannt, wo die Zonen außerordentlich an Breite verlieren; in allen übrigen Teilen, wo das Hochland zu gewaltiger Breite anschwillt, ist es den Geologen noch nicht gelungen, tiefer einzudringen, Tibet und Nepal verschließen jedem Europäer ihre Grenzen aufs eifersüchtigste, und so war es bisher nicht möglich, den Schleier des Geheimnisses zu lüften, der noch über dem geologischen Bau des erhabensten Hochlandes liegt. Das nördlichste Glied des ganzen Gebirgssystems ist der Kuenlün, der die große mongolische Wüste gegen Süden begrenzt. In der Nähe der Pamir sehen wir das Kaschgargebirge, das äußerste Ende des Kuenlün, nach Nordwesten gerichtet; weiter von der Scharung entfernt nimmt aber die Kette eine fast rein ostwestliche Richtung an. Sie entfernt sich daher nach Osten mehr und mehr von der nach Südosten bis Südsüdosten gerichteten Himalayakette, und dadurch wird der Raum für die gewaltige Entfaltung des tibetanischen Hochlandes zwischen beiden geschaffen. Im Kuenlün sind kristallinische Schiefer, Triaskalke mit *Megalodus* und *Dicerocardium*, ferner obere Kreide, stellenweise mit Hippuriten, entwickelt. Über den Bau des größten Teiles dieser Gebiete sind wir zu wenig unterrichtet, als daß ein näheres Eingehen auf diesen Gegenstand hier von Nutzen sein könnte. Von größter Wichtigkeit ist dagegen das Verhältnis, worin das östliche Ende des Himalaya zu anderen Gebirgen steht. Allerdings gehört gerade die Gegend, in der das System des Himalaya mit anderen Gebirgen in Berührung tritt: die Quellregion des Saluën und Irawaddi, der Mittellauf des Brahmaputra und die umgebenden Regionen, zu den am wenigsten bekannten Teilen Asiens; ja die Unsicherheit ist so groß, daß man noch heute nicht sicher weiß, ob der mächtige, aus dem großen Längstal des südlichen Tibet austretende Strom wirklich der Oberlauf des Brahmaputra ist, wie es fast alle Karten angeben. Aus jenem unerforschten Gebiete streichen breite Gebirgsmassen nach Ost-südosten, durch den nordwestlichsten Teil von Hinterindien und nach der südchinesischen Provinz Jünnan, Dieses Gebirge bezeichnet v. Richthofen als das hinterindische System.

Etwas besser sind wir über andere Ketten orientiert, die sich an die östliche Endigung des Himalayas anschließen. Aus dem nördlichen Barma, vom Brahmaputra und dem Mittelläufe des Irawaddi, streichen in der westlichen Hälfte der hinterindischen Halbinsel mehrere parallele Ketten, teilweise durch breite und tiefe Einsenkungen voneinander getrennt, nach Süden, Am besten bekannt ist der äußerste, westlichste Zug, der sich von der Grenze Assams längs der Küste und westlich vom Unterlaufe des Irawaddi erstreckt und im Kap Negrais gegen das Meer abbricht, Namentlich die Zusammensetzung dieses Striches ist von Interesse wegen der Ähnlichkeit mit europäischen Verhältnissen, Neben Triasbildungen von alpinem Typus treten namentlich mächtige Sandsteine und Schiefertone der Kreideformation auf, die in ihrem Typus ganz mit dem übereinstimmen, was man bei uns Flysch oder Macigno zu nennen pflegt. Die Ähnlichkeit wird um so ausfallender, als dieser hinterindische Macigno ganz wie der Italiens oder

Griechenlands mit massenhaftem Serpentin vergesellschaftet ist und ebenso wie auf der Balcanhalbinsel die Sandsteine und Schiefertone in einer Weise in kristallinische Schiefer übergehen, daß eine Trennung nicht möglich erscheint und man die Schiefer als veränderte Kreidegesteine zu betrachten geneigt ist. Zu diesen Gebilden treten noch Nummulitenkalke, So finden wir an den Ufern des Golfes von Bengalen ein Gebirge auftreten, das nach allen Schilderungen mit denen des südöstlichen Europa eine staunenerregende Verwandtschaft zeigt.

Am Kap Negrais bricht die Kette von Arakan ab: sie verschwindet unter dem Meere; nicht ohne wenigstens in einzelnen Bruchstücken auch noch weiterhin über dem Spiegel des Ozeans hervorzutauchen und so den ursprünglichen Verlauf anzudeuten. In der Fortsetzung derselben Streichungsrichtung treten, einen leicht geschwungenen Bogen darstellend, die Inselgruppen der Andamanen und der Nikobaren auf, mit denselben Sandsteinen und Schiefertönen der Kreideformation, die in kristallinische Schiefer übergehen und mit Serpentin vergesellschaftet sind. Das Südende der Nikobaren liegt schon nahe der Nordwestspitze von Sumatra, der äußersten unter den Großen Sunda-Inseln. Die Streichung des Gebirges wendet sich in dieser Richtung; und da überdies auch auf Sumatra ähnliche Kreidegesteine auftreten, so geht daraus hervor, daß wir es mit der Fortsetzung desselben Zuges zu tun haben. Die äußere barmanische Kette setzt sich also durch die Andamanen und Nikobaren in die große Bogenlinie fort, die mit Sumatra beginnt und sich von da über Java, Sumbava, Flores etc. nach Osten fortsetzt.

Ehe wir jedoch diese Gegend besprechen, müssen wir zu den barmanischen Ketten zurückkehren, von denen wir nur die westliche, in Arakan gelegene, kennen gelernt haben. Östlich davon breitet sich zunächst die breite Niederung des Irawaddi aus, die tief in das Gebirgsland hineingreift und vermutlich einem jungen Einbruch entspricht. Weiter im Osten treten neue Ketten von nordsüdlichem Verlaufe auf, die älter zu sein scheinen als die von Arakan, und in denen auch alte, vermutlich archaische Felsarten Vorkommen. Sicher steht dieser Zug, der sich nach Süden in die Malaysische Halbinsel fortzusetzen scheint, mit dem Gebirge von Arakan in Beziehung, wenn sie auch durch eine spätere Senkung getrennt sind; und die westliche Arakan-Kette entspricht der äußeren Flyschzone, der östlichere Teil den älteren Partien eines alpinen Gebirges.

Wie eben erwähnt wurde, betreten wir in dem nordwestlichen Ende von Sumatra den Eckpunkt einer langgestreckten Inselreihe, eines jungen Kettengebirges, dessen aufgerichtete Ablagerungen sich aber nicht hoch über den Meeresspiegel erheben und vielfach von jungtertiären Schichtgebilden und vulkanischen Ausbruchprodukten umhüllt sind. Die bedeutendsten Gipfel dieses Gebietes gehören nicht dem gefalteten Gebirge an, sondern sind durchgängig junge, noch tätige oder erst seit kurzem erloschene Feuerberge; gelangen wir doch hier zu dem Gebiete der Erde, wo die vulkanische Tätigkeit am großartigsten entfaltet ist und sich die meisten Feuerlöcher auf verhältnismäßig geringem Raume zusammendrängen. Java allein trägt deren etwa 150, von denen gegen 30 noch tätig sind; und dieser Region gehören drei der furchtbarsten Vulkane an: Krakatau, Gunung Gelungung auf Java und Temboro auf Sumbava, denen sich auf der ganzen Erde vielleicht nur noch der Consequina in Zentralamerika und der Skaptar Jökull auf Island an verderblicher Wut der Ausbrüche an die Seite stellen können. Mit ziemlicher Sicherheit können wir die mit Sumatra beginnende Kette über Java, Bali, Loimbok, Sumbava, Flores und mehrere kleinere Inseln bis nach Timor verfolgen. Von hier aus wird der weitere Nachweis unsicher. Doch macht es die einfache geographische Anschauung der Karte wahrscheinlich, daß eine weitere Fortsetzung in Neuguinea und Neukaledonien zu suchen sei, während Neupommern, die Salomon-Inseln und die Neuen Hebriden eine Parallellinie bilden würden. Als das sehr entlegene Ende dieser Kette wäre dann Neuseeland zu betrachten. Hier können wir uns mit einer Schilderung dieser mit Ausnahme von Neuseeland noch sehr wenig erforschten Länder nicht

befassen; aus Neukaledonien ist nur das Vorkommen mariner Triasbildungen zu erwähnen. Von den Palau werden Hornblendegranite und Diabase, von Neupommern ältere Sedimente erwähnt, und von den Fidschi-Inseln hat A. Wichmann eine Menge von Massengesteinen, Schiefern, Sandsteinen und Kalken beschrieben; ja sogar auf den Marquesas, fast in der Mitte des Pazifischen Ozeans, lagen Gneise und Glimmerschiefer. Näher bekannt ist Neuseeland, ein Bruchstück eines S-förmig gebogenen Kettengebirges, an dessen Aufbau alte kristallinische Schiefer sowie eine schön entwickelte Reihenfolge von Schichtgesteinen teilnehmen; Silur, Kohlenformation, Trias, Jura, Kreide, verschiedene Stufen des Tertiärs sind durch zahlreiche Fossile nachgewiesen. Von Bedeutung sind ferner die tätigen und erloschenen Vulkane sowie die massenhaften heißen Quellen, die bei einer früheren Gelegenheit geschildert worden sind (vgl. Bd. I, S. 264—266 und 432—437).

Welche Bedeutung die zahllosen kleinen Inseln haben, die außerhalb des mit Neuseeland endigenden großen Bogens gegen Norden und Osten in der polynesischen und mikronesischen Region liegen, können wir noch nicht angeben. Sie bestehen mit Ausnahme der Fidschi-Inseln und vermutlich der Marquesas durchgehende aus jungen vulkanischen Aufschüttungen oder aus den Bauten der Korallen; allein ihre oft sehr regelmäßige Anordnung in geraden oder bogenförmigen Linien läßt die Vermutung entstehen, daß man es mit den letzten Spuren untergetauchter Gebirge zu tun habe. Wir können uns mit diesen LN sich wenig bedeutenden Schollen nicht näher beschäftigen. Von Bedeutung ist dagegen die innerhalb des großen papuanisch-neuseeländischen Bogens gelegene gewaltige Schichttafel Australiens mit dem geologisch aufs innigste dazu gehörigen Tasmanien, deren Bau allerdings nur zum geringeren Teile bekannt ist. Zahlreiche paläozoische Ablagerungen, unter denen die mit Glazialspuren ausgestatteten Karbonbildungen hervorragen, Jura, Kreide, verschiedene Stufen des Tertiärs sind von hier bekannt; besonderes Interesse erregen die jungen, diluvialen Anschwemmungen, die die Reste einer untergegangenen Beuteltierbevölkerung, teilweise von riesigen Dimensionen, einschließen.

Wir kehren zu der Region der Sunda-Inseln zurück, bis wohin wir den aus Barma herabstreichenden Gebirgsbogen verfolgen konnten. Die Welt großer Inseln, die hier das südöstliche Ende Asiens umgibt, ist durchaus nicht von einheitlichem Bau, und nicht alle scheinen den Charakter junger Kettenbildung an sich zu tragen. Das gilt vor allem von Borneo, das wohl eine alte Masse mit aufgelagerten Schollen von oberer Kreide und älterem Tertiär darstellt, während sich die meisten anderen irgendwie als Glieder von Ketten anzuordnen scheinen. Allerdings ist die Anordnung so verwickelt und unsere geologische Kenntnis jener Gegenden so gering, daß wir nicht imstande sind, uns über den Bau und die Anordnung der Gebirge eine richtige Vorstellung zu machen, wenn auch einzelne Bogenlinien auf der Karte klar hervortreten. Deutlicher wird diese Erscheinung schon bei den Philippinen; in vollster Entwicklung aber finden wir sie dann weiter nach Norden bei den schon öfters genannten „Feston-Inseln“, die wie bogig herabhängende Blumengewinde die Ostküste Asiens einsäumen. Das sind ebenso viele geschwungene Gebirgsketten, durchgehende mit Vulkanen ausgestattet (vgl. die Karte, Bd. I, S. 185), an deren Innenseite sich annähernd elliptische Senkungsfelder, Kesselbrüche, befinden; in diesen ist das Land in die Tiefe gesunken, und an seiner Stelle finden sich Binnenmeere, das Ostchinesische und das Ochotskische Meer. Den südlichsten dieser Gebirgsbogen bilden die Liukiu-Inseln mit dem südlichen Teile der japanischen Insel Kjusiu; ein zweiter besteht aus dem übrigen Japan (mit Ausschluß des östlichen Jesso) und Sachalin, ein dritter aus dem östlichen Jesso, den Kurilen und Kamtschatka. Eine vierte Inselkette endlich, die nicht wie die anderen nach Nordosten, sondern ostwestlich verläuft, bilden die Meuten, die von Kamtschatka nach der von Nordamerika sich ablösenden Halbinsel Alaska hinüberstreichen und so die Verbindung zwischen der Alten und der Neuen Welt herstellen.

Die Inselbogen der Philippinen, der Liukiu und Japans schließen die chinesische Masse vom offenen Ozean ab. China, das den Europäern so lange verschlossen war und erst neuerdings, namentlich durch die Forschungen F. v. Richthofens, der Wissenschaft erschlossen worden ist, stellt ein altes Festland dar, das fast ganz aus archaischen und paläozoischen Bildungen besteht. Kristallinische Schiefer, kambrische, silurische, devonische Ablagerungen, Kohlenkalk mit einer Menge mariner Fossile sind überaus verbreitet. Von größter Wichtigkeit aber ist das massenhafte Vorkommen von produktiver Kohlenformation mit einem Reichtum an Brennmaterial, der China auf gleiche Stufe mit Nordamerika an die Spitze der Kohlenländer stellt. Mesozoische Bildungen sind von geringerer Bedeutung; nur Binnenablagerungen der Juraformation, ebenfalls mit Kohlen, verdienen hervorgehoben zu werden. Eine Eigentümlichkeit des nördlichen China ist die ungeheure Entwicklung des diluvialen Löß, der in dem „gelben Lande“ in einer Mächtigkeit und Verbreitung auftritt wie an keinem anderen Punkt der Erde (vgl. Bd. I, S. 510—513).

[538]

Amerika.

Wir haben bisher die Festländer der Alten Welt und die Inselgebiete des Stillen Ozeans kennen lernen; es bleibt uns noch die Betrachtung Amerikas, der beiden großen Festlandsmassen der westlichen Halbkugel, die durch die schmale zentralamerikanische Landenge verbunden werden. Südamerika erhebt sich durchaus unvermittelt, ohne Zusammenhang nach Osten und Westen, aus dem Ozean, Nordamerika steht in seiner nordwestlichen Ecke mit dem nordöstlichen Asien durch die Inselkette der Aleuten in Verbindung; aber immerhin ist das nur eine lose Verknüpfung. Im allgemeinen stellen sich die beiden Amerika als selbständige Individualitäten dar.

Diese scharfe Abtrennung ist ein ziemlich neues Ereignis. Zahlreiche Tatsachen aus der Verbreitung lebender und fossiler Geschöpfe zeigen, daß während eines großen Teils der Tertiär- und Diluvialzeit eine zusammenhängende Landverbindung mit dem nordöstlichen Asien vorhanden war, wie das bei der Darstellung jener älteren Bildungen näher geschildert worden ist. Außerdem macht es die Verbreitung der tertiären Meeresbildungen und der Basalte und Basalttuffe mit zwischengelagerten Braunkohlenschichten im nördlichen Teile des Atlantischen Ozeans wahrscheinlich, daß Nordamerika wenigstens zeitweilig auch mit Nordeuropa in Verbindung war. Endlich haben wir uns überzeugt, daß sich während der Jura- und Kreidezeit und selbst noch zu Beginn des Tertiärs ein Festland quer über die Breite des jetzigen Südatlantischen Ozeans von Afrika nach Brasilien erstreckte, von dem sich in den Azoren, den Kanaren und namentlich in den Kapverdischen Inseln Bruchstücke erhalten haben. Das atlantische Becken ist demnach eine verhältnismäßig junge Bildung, während der Stille Ozean eine uralte Einsenkung der Erdoberfläche ist, die zwar manchen Schwankungen unterworfen war, deren Hauptmasse aber besteht, soweit wir überhaupt die geologische Geschichte jener Räume kennen.

Der naturgemäße Weg wäre offenbar, zu verfolgen, wie sich die aleutische Kette in das nordwestliche Amerika fortsetzt und von da nach Süden und Osten weiterschreitet. Leider ist jedoch unsere Kenntnis des geologischen Baues jener nördlichen Gegenden noch so unvollkommen, daß wir dieses Gebiet nicht zum Ausgangspunkte wählen können. Genauer erforscht ist nur der größte Teil der Vereinigten Staaten von Nordamerika und einige anstoßende Gebiete von Britisch-Nordamerika. An der atlantischen Küste beginnt im Nordosten in Neuschottland und Neubraunschweig ein großes gefaltetes Gebirge, das sich von hier aus nach Südwesten der Küste

parallel weithin bis in den südlichen Teil der Vereinigten Staaten, nach Alabama und Georgien, erstreckt. Das sind die Appalachen oder Alleghenies, das Rückgrat des atlantischen Nordamerika, ein altes Gebirge, dessen Faltung schon in kambrischer, vielleicht schon in archaischer Zeit begonnen hat; hier scheint seit dem Ende der paläozoischen Zeit keine bedeutende Bewegung mehr eingetreten zu sein. Dem entsprechend fehlen den Appalachen, wie allen alten Gebirgen, trotz ihrer Länge und der bedeutenden Breitenentwicklung die schroffen Bergformen, die scharfen Kämme und steil anfragenden Gipfel, wenn sich auch einzelne Höhen über 2000 in erheben. Vermutlich aber trugen in einer früheren Vorzeit, etwa zu Beginn der mesozoischen Zeit, die Appalachen alpinen Charakter an sich und mögen im Osten des Erdteiles eine ebenso stolze Kette gebildet haben wie etwa heute im Westen die Sierra Nevada. Das Gebirge ist von ausgezeichnet einseitigem Bau. Gegen Südosten liegt eine langgestreckte Zone archaischer Gesteine; darüber folgen paläozoische Ablagerungen von silurischem, devonischem und karbonischem Alter, das Ganze in ein System langgezogener Falten gelegt und von gewaltigen Längsbrüchen durchzogen. Gegen Nordwesten zu werden die Falten seichter, die Schichtstellung wird flacher und geht allmählich in vollständig waagerechte Lagerung über, die dann weithin gegen Westen anhält, nur wenig von einer einzigen seichten Welle unterbrochen. Im nordöstlichsten Teile der appalachischen Kette stößt die Bruchseite mit ihren archaischen Ablagerungen unmittelbar an den Atlantischen Ozean; bald aber schieben sich jüngere Bildungen zwischen beide: Ablagerungen des Tertiärs, der oberen Kreide und der Trias. Die Trias ist durch den an einer früheren Stelle besprochenen roten „Connecticut Sandstein“ vertreten, der in seinem Aussehen dem Buntsandsteine Deutschlands ähnlich ist und durch die Menge und Mannigfaltigkeit der Fährten oder Fußindrücke auf zwei Beinen wandelnder Tiere, vermutlich von Dinosauriern, ausgezeichnet ist (vgl. S. 184). Der Connecticut Sandstein ruht größtenteils in übergreifender Lagerung auf den abgewaschenen Schichtköpfen der archaischen Zone der Appalachen, hat aber doch noch an den letzten Aufrichtungsbewegungen teilgenommen: teilweise und namentlich im südlichen Gebiete ihrer Verbreitung schiebt er sich zwischen die kristallinen Schiefer und die jüngeren Ablagerungen ein. Tertiär und Kreide erscheinen zuerst auf einzelnen die Küste begleitenden Inseln, auf Nantucket, auf Long Island gegenüber von New York etc. Dann aber nehmen sie einen immer breiter werdenden Küstensaum ein, der sich bis an das Südostende der Vereinigten Staaten hinabzieht, die ganze Halbinsel Florida einnimmt und sich von da westwärts bis nach Mexiko fortzieht; eine mächtige Bucht erstreckt sich von diesem breiten jüngeren Saume, dem Tale des Mississippi entsprechend, nach Norden zwischen die älteren paläozoischen Schichten. Die obere Kreide ist in diesem Gebiete ganz, das Tertiär wenigstens zum großen Teil aus Meeresablagerungen zusammengesetzt. Die Kreide stimmt in ihrer ganzen Entwicklung gut mit der in Europa überein; namentlich in New Jersey ist sie der im nördlichen Deutschland, wie Credner bewiesen hat, auffallend ähnlich. Auch das Tertiär, namentlich das Eozän und das Miozän, läßt viele Anklänge an europäische Verhältnisse erkennen; doch sind wir über dessen Gliederung und Fauna noch nicht hinreichend orientiert.

Wie schon erwähnt, verflachen die Falten der Appalachen gegen Westen; es tritt horizontale Lagerung aller Schichtengesteins bis hinab zu denen der kambrischen Formation ein. Dieses Gebiet zwischen den Appalachen im Osten und den Rocky Mountains im Westen läßt sich in der ungestörten Anordnung der Gesteine mit der gewaltigen russisch-skandinavischen Tafel in Europa vergleichen. Im nördlichen Teile, in dem kanadischen Anteil, stehen vorwiegend uralte, archaische Gneise, Granite, Glimmerschiefer an, die sich von da bis hinauf nach den unwirtlichen Strichen des hohen Nordens, den „Barren Grounds“ am Ufer des Eismeeres, erstrecken und die Hauptmasse der Inseln des amerikanischen Polararchipels bilden. Die kanadischen Gebiete haben Anlaß zu einer Gliederung der archaischen Ablagerungen gegeben, die nicht nur für Amerika

gültig sein sollte, sondern von vielen auch auf die Ablagerungen anderer Gegenden übertragen worden ist und vielfach noch heute in der Geologie von Europa eine ungerechtfertigt große Rolle spielt. Die mächtigen Gneismassen, die weithin in Nordamerika und namentlich an den Ufern des Lorenzstromes und am Nordrande seiner großen Seen austreten, wurden als „laurentinische Formation“ zusammengefaßt; und die kalkigen Einlagerungen in diesem System sollten die ältesten sicher erkennbaren Spuren von fossilen Tierresten, die Reste der als „Eozoon“ bezeichneten Riesenforaminifere (s. Abbildung, Bd. I, S. 657), enthalten. Gewiß stellen diese Gneismassen die ältesten Ablagerungen von Nordamerika dar; aber der Versuch, sie als einen zeitlichen Stellvertreter petrographisch ähnlicher Gesteine in Europa aufzufassen, entbehrt der positiven Begründung, und auch das Eozoon, das vermeintliche Leitfossil dieser Formation, wird jetzt von der großen Mehrzahl der Paläontologen als eine unorganische Bildung betrachtet (vgl. Bd. I, S. 660). Andere kristallinische Schiefer, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Chloritschiefer, Urtonschiefer etc., werden in Amerika als „huronische Formation“ bezeichnet, die in ungleichmäßiger Lagerung über den laurentinischen Gneisen ruhen soll. Doch ist, sowohl was dies Verhältnis als das der huronischen Schiefer zu den kambrischen und silurischen Schiefen anlangt, noch so vieles unaufgeklärt, daß für eine Beurteilung der Verhältnisse in anderen Gegenden nach diesem Muster noch weit weniger Anlaß vorliegt. Wie dem auch sei, jedenfalls nehmen archaische Gesteine den größten Teil des nördlichen Nordamerika östlich von den Rocky Mountains ein. Allein sie bilden diese riesigen Strecken nicht für sich allein, sondern es treten auch Schollen horizontal gelagerter Schichtgesteine auf, die vereinzelt bis in die höchsten nördlichen Breiten reichen. Hierher gehören jene merkwürdigen Vorkommnisse mariner Ablagerungen paläozoischen Alters mit zahlreichen Resten von Mollusken, Brachiopoden und Korallen, die mesozoischen Schichten mit Saurierresten, Ammoniten und die reichen Pflanzenlager des Tertiärs, die in Grinnell-Land noch bis zum 81. Grade nördlicher Breite hinauftragen.

Auch Grönland scheint der Hauptsache nach eine Masse archaischer Gesteine darzustellen, denen an ihrem westlichen Rande pflanzenführende Schichten der Kreide und des Tertiärs, im Osten pflanzenführendes Tertiär und Jura angeklebt sind. Das Innere von Grönland ist größtenteils eine bis in die Nähe des Randes vergletscherte Eiswüste. Auch in manchen Teilen des Polararchipels ist bleibendes Landeis. Den größten Teil des nördlichsten Nordamerika aber nehmen die „Barren Grounds“ ein, unfruchtbare und von Erdreich entblößte Strecken, in denen die Gneise nackt und kahl die Oberfläche bilden. Vom Eis abgeschliffen und in rundhöckerige Formen gebracht, stellen sie eine überaus eintönig wellige Fläche vom trostlosesten Aussehen dar. Zahlreiche Wasseransammlungen finden sich hier; und auch der südlichere, mit Vegetation bedeckte Teil von Britisch-Nordamerika trägt eine Menge Seen, von denen manche eine bedeutende Fläche bedecken: das Kennzeichen eines während der Diluvialzeit stark vergletscherten Landes.

Während im östlichen Teile von Britisch-Nordamerika die archaischen Schiefer vorherrschen, sind weiter südlich in den Vereinigten Staaten in der Region westlich von den Appalachen die verschiedenen Glieder der paläozoischen Schichtreihe großartig entwickelt. Die Silurformation, das Devon, der Kohlenkalk weisen eine Mächtigkeit der Gesteinsentwicklung, einen Reichtum der Gliederung und eine Fülle der schönsten Versteinerungen auf, wie sie in keinem Teile der Welt wiederzukehren scheinen. Auch die produktive Kohlenformation ist so stark ausgebildet, daß die östliche Hälfte der Vereinigten Staaten alle anderen Gebiete der Erde an Kohlenreichtum übertrifft oder höchstens von China erreicht wird. Im Südwesten, in Texas, folgen über den Ablagerungen der Kohlenformation Binnenbildungen der Trias. Alle diese älteren Gebilde versinken aber dann gegen Westen unter einer ungemein ausgebreiteten Decke von Kreidebildungen, die am Golfe von Mexiko beginnen und sich in einer breiten Zone weithin nach Norden in die wenig

bekanntesten Regionen des zentralen Teiles von Britisch-Amerika vermutlich bis gegen den 60. Grad nördlicher Breite erstrecken und unter allen Flözformationen Nordamerikas den größten Raum einnehmen. Die untere Kreide fehlt diesem Gebiete nach den bisherigen Erfahrungen vollständig. Die älteste Abteilung, die hier auftritt, die Dakotagruppe, gehört schon der oberen Kreide an und entspricht wahrscheinlich der Cenomanstufe Europas ganz oder teilweise. Sie enthält eine reiche Flora von Landpflanzen, unter denen, wie in unseren gleichalterigen Bildungen, die Dikotyledonen zum erstenmal vorwiegen; neben diesen aber erscheinen auch in manchen Lagen der Dakotagruppe marine Einlagerungen. In den höheren Abteilungen der Kreideformation folgt mehrfacher Wechsel von Meeres- und Binnenablagerungen, diese oft mit Kohlen und Resten von Reptilen. Die höchste Stufe nehmen als Grenzgebilde gegen das Tertiär die Laramieschichten ein mit einer überwiegend dem süßen Wasser angehörigen Bevölkerung von Konchylien, deren interessante Beziehungen zu den Kreidevorkommnissen in Europa und zu der lebenden Fauna des Tanganyikasees an einer früheren Stelle (S. 301) besprochen worden sind. Außer diesen Mollusken, die wir namentlich durch die Untersuchungen von White kennen, treten noch zahlreiche Dinosaurierreste sowie eine Menge von Landpflanzen auf, die in ihrem Charakter nicht den gleichalterigen Floren Europas, sondern dessen miozäner Pflanzenwelt ähnlich sind.

Der Binnensee, aus dem sich diese Laramieschichten Magerten, scheint gewaltigen Umfang besessen zu haben: inan kann seine Ablagerungen von Santa Fe in Neumexiko bis an den Saskatchewan Fluß in Britisch-Nordamerika über fast 20 Breitengrade hinweg verfolgen. Die zusammenhängende Masse von Schichten der oberen Kreide bildet eine von Osten nach Westen bis an den Rand der Rocky Mountains allmählich ansteigende Tafel mit wenigen Erhebungen, der Hauptsache nach eine ungeheure Ebene mit Steppencharakter, die stellenweise auf bedeutende Striche vollständig zur Wüste wird. Hierher gehört das Gebiet der großen Prärie, die früher von den Reiterschwärmen der Indianer und den unzählbaren Herden der Büffel bewohnt war, deren ursprüngliche Bevölkerung aber mit reißender Schnelligkeit verschwindet und einer neuen Ordnung der Dinge Platz macht. Hierher gehört auch die „große amerikanische Wüste“ am Fuße der Rocky Mountains und südlich von ihr der Llano estacado, eine über alle Beschreibung trostlose Steintafel ohne Wasser und Vegetation, an deren Ausbau übrigens nach Marcou auch Schichten des Jura und der Trias teilnehmen. Auch sonst ist nicht das ganze in Rede stehende Gebiet ausschließlich aus oberer Kreide gebildet. Die isolierte Berggruppe der Black Hills in Dakota stellt einen eigentümlichen elliptischen Aufbruch von älteren Gesteinen, archaischen Schiefern, paläozoischen Schichten und borealem Jura dar, und anderseits wird ein weiter Flächenraum durch Tertiärablagerungen verhüllt. Außer einigen kleineren Vorkommnissen tritt eine mächtige, zusammenhängende Partie auf, die den größten Teil von Nebraska und bedeutende Teile von Wyoming, Dakota, Kansas und Colorado deckt. Wie überall in Nordamerika, abgesehen von dem Küstensaum und der Mississippi-Bucht, ist auch hier das Tertiär nur durch Süßwasserbildungen vertreten, vorwiegend durch Schichten von oberoligozänem und neogenem Alter, Ihre Mergel und Sandsteine bilden größtenteils ein wüstes, vegetationsloses Gebiet, dessen Oberfläche durch die grellen, brennenden Farben der Gesteine und durch ihre Neigung zur Verwitterung in den abenteuerlichsten Gestalten von Nadeln, Obelisksen, Türmen, Zinnen, pilzartigen Gebilden etc. den sonderbarsten Anblick gewährt (s. die Tafel bei S. 372), Das sind die Mauvaises Terres der kanadischen Waldläufer und Trapper, die für den Geologen und Paläontologen von besonderem Interesse sind wegen der zahllosen Reste von Wirbeltieren und namentlich von Säugetieren, die sie enthalten. Besonders in der ersten Zeit, als die Aufsammlung der Fossilreste erst begonnen hatte und die seit langer Zeit ausgewitterten Stücke in Menge umherlagen, waren diese Fundstellen von einer geradezu beispiellosen Reichhaltigkeit; sie haben hauptsächlich das Material zur Beschreibung der oberoligozänen und miozänen Formen

durch Leidy und Cope geliefert. Wie schon erwähnt, steigt die Fläche des Prärielandes gegen Westen, gegen die Rocky Mountains zu, allmählich an, und die Steppe am Fuße dieser liegt in einer Höhe von etwa 1600 m. Dann biegen sich am Gebirgsrande die Kreideschichten plötzlich nach aufwärts, und unter ihnen tauchen dann die älteren Schichten des Jura, der Trias und der paläozoischen Periode, endlich archaische Felsarten auf, die die höchsten Gipfel bilden.

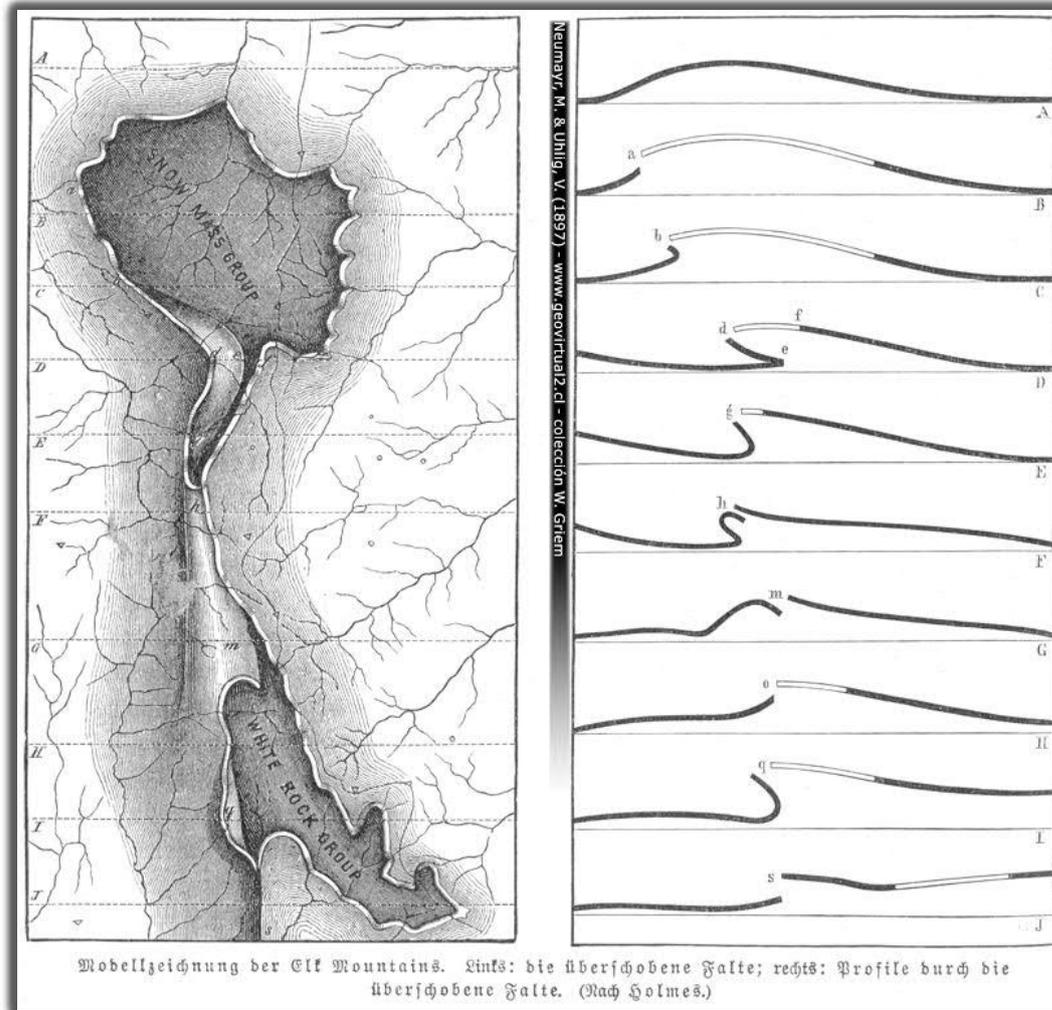


Abb. 14: Modellzeichnung der Elk Mountains (nach Holmes)

Der Bau der Rocky Mountains und der mit ihnen zusammenhängenden Züge ist in der Zusammensetzung der einzelnen Ketten in großen Zügen einfach, und da überdies kein reicher Pflanzenwuchs vorhanden ist, der die Gesteine verhüllt, so ist ein Überblick in dieser Richtung leicht zu gewinnen. Ja, kaum gibt es eine zweite Gegend auf Erden, wo der Bau mächtiger Gebirge und die Beschaffenheit der Störungen, von denen sie betroffen worden sind, mit solcher Klarheit hervortreten; die mächtigsten Bruchlinien und Verwerfungen stellen sich schon aus der Entfernung dar, als ob man die Schichtmassen mit einer seinen Säge auseinander geschnitten, gegeneinander verschoben und dann wieder sorgsam aneinander gepaßt hätte. Selbstverständlich förderte diese Natur des Landes nicht nur das Studium der einzelnen Erscheinungen, sondern auch die gesamte Auffassung der Gebirgsbildung in hohem Maße. In der That sehen wir gerade in den Arbeiten der amerikanischen Geologen große Fortschritte in dieser Richtung begründet, und ihre Erfolge haben auch auf die neueren Anschauungen der europäischen Forscher wesentlichen Einfluß geübt. Eine Eigentümlichkeit der Darstellung in den amerikanischen Werken bilden die Modellzeichnungen der Gebirge, die durch den großartig einfachen Ausbau ermöglicht

werden und das Verständnis der Vorgänge sehr erleichtern. Wir haben an einer früheren Stelle eine solche Modellzeichnung der „Lakkolithen“ in den Henry Mountains kennen gelernt (Bd. I, S. 274). Hier mag zur näheren Erläuterung die Zeichnung betrachtet werden, wodurch Holmes den Bau und die Entstehung der Elk Mountains, einer Zweigkette des Systems der Rocky Mountains, darstellt. Von den beiden obenstehenden Abbildungen (14) stellt die linke die Elk Mountains in der Vogelperspektive dar, jedoch in der Weise, daß nur die Schichten der oberen Kreide gezeichnet sind, die in der das Gebirge umgebenden Gegend die Oberfläche bilden und zugleich das jüngste Glied sind, das von der Faltung noch betroffen wurde. Die älteren Massen und Schichtgesteine, in zwei großen Parks aus den Kreideschichten hervorragend, sind ganz ausgelassen; an ihrer Stelle erscheinen tief dunkel schraffierte Vertiefungen. In Wirklichkeit erheben sich gerade hier die höchsten aus Granit gebildeten Erhebungen der Elk Mountains, nämlich Snow Maß und White Rock, deren Namen in die Abbildung eingeschrieben sind. Betrachten wir nun die Lagerung der Kreideschichten, so kann über die Art des Vorganges in seinen Hauptzügen kein Zweifel herrschen. Offenbar hat von der rechten Seite (der Zeichnung) her ein horizontaler Druck stattgefunden, der die Kreideschichten zerbrach, den rechten Flügel über den linken stellenweise wegschob und dessen Überkipfung herbeiführte. Die rechte Zeichnung stellt zehn schematische Durchschnitte durch die Kreideschichten dar, in denen die noch vorhandenen Teile durch dicke, schwarze Striche, die denudierten durch dünne Doppellinien angezeigt sind. Die Lage der Profillinien ist auf dem linken Bilde durch korrespondierende Linien angezeigt.

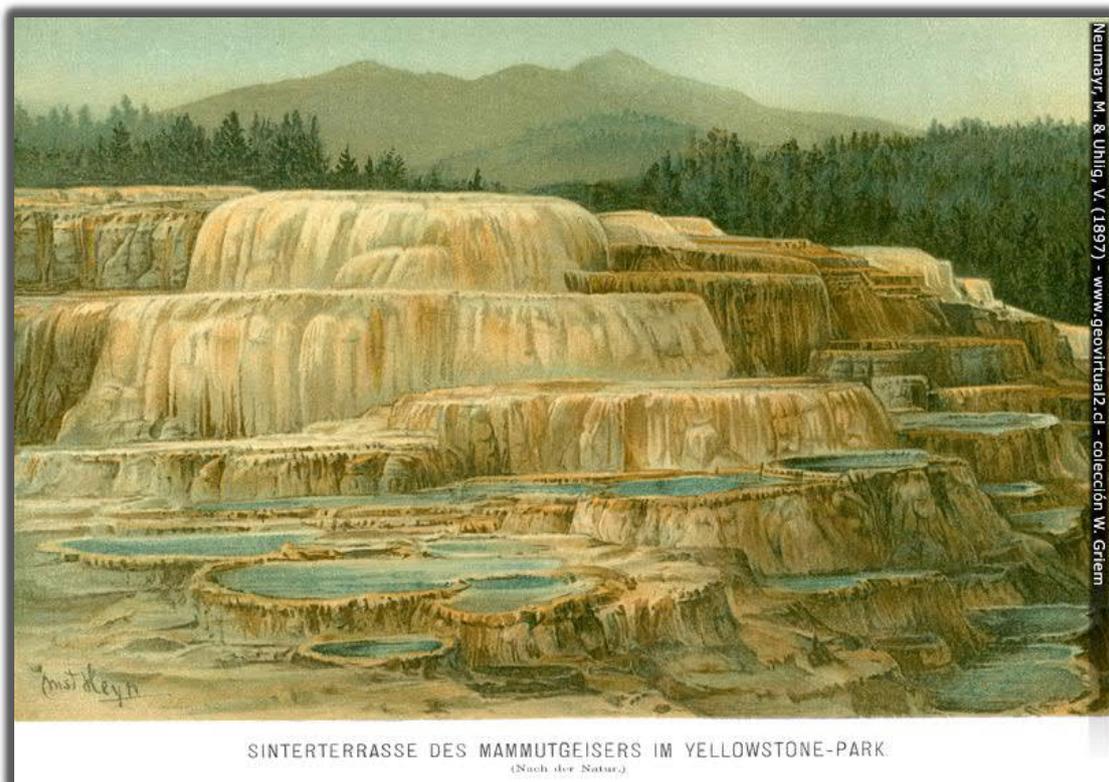


Abb. 15: Die Sinterterrasse des Mammutgeisers im Yellowstone-Park.

So klar in der Regel im einzelnen der Bau der Ketten im Gebirgssystem der Rocky Mountains ist, so verwickelt ist die Anordnung der verschiedenen Ketten und Abzweigungen und der Einsenkungen dazwischen. Die Hauptkette liegt ganz im Osten mit nordsüdlichem Verlauf, ihr gegenüber als westlichstes Glied des ganzen Systems das Wahsatchgebirge am Ufer des Großen

Salzsees von Utah. Der Hauptstamm der Rocky Mountains birgt in seiner mittelsten Partie, der Nordwestecks des Staates Wyoming, den vielbewunderten „Yellowstone National Park“ mit seiner Fülle von merkwürdigen Naturscheinungen (s. die beigeheftete Tafel „Sinterterrasse des Mammutgeisers“). Etwas südlich davon zweigen sich von ihm verschiedene nach Nordwesten gerichtete Ketten ab, die in der Richtung gegen den Wahsatch hinüberziehen. Selbst das Uintagebirge, das westöstlich unter rechtem Winkel vom Wahsatch zu den Rocky Mountains hinüberläuft, scheint mir eine derartige Abzweigung zu sein. Das Wahsatchgebirge reicht nicht weit vom Salzsee von Utah nach Süden. Bald bricht es ab, und an seine Stelle tritt das mächtige, von zahlreichen verwickelten Verwerfungen durchsetzte Hochplateau des Colorado, in das sich dieser Strom seine riesige Erosionsschlucht, den Großen Canon, eingeschnitten hat, der stellenweise bis zu fast 2000 m Tiefe in die meist kahle und wüste Hochebene eindringt (s. die Tafel, Band I, S. 485). Westlich vom Wahsatch betreten wir ein durchaus anderes Gebiet, das große amerikanische Becken, ein weites Land ohne Abfluß der Gewässer gegen das Meer, mit zahlreichen Salzseen, den Überresten von Wasserflächen der Diluvialzeit, wie wir sie in dem Bonneville-, Lahontan- und anderen Seen kennen gelernt haben (S. 461). Der ganze Bezirk trägt Steppen- und Wüstencharakter. Der Boden ist größtenteils von jungen Bildungen bedeckt, aus denen eine große Zahl einzelner selbständiger, von Norden nach Süden streichender Ketten aus archaischen, Paläozoischen Gesteinen emportaucht. Auch junge Eruptivgesteine treten in Massen aus. Besonders aber schließt sich gegen Norden an dieses Becken in Oregon, Washington und Idaho eine Region an, in der die vulkanischen Felsarten ein zusammenhängendes Gebiet von solchem Umfange bedecken, daß sie auf der ganzen Erde höchstens von den „Trappen“ der vorderindischen Halbinsel an Ausdehnung übertroffen werden. Wie im Osten das Wahsatchgebirge, so säumt im Westen eine mächtige Bergkette, die Sierra Nevada, das große Binnenbecken ein. Die Sierra Nevada übertrifft an Höhe, Ausdehnung und Bedeutung den Wahsatch bedeutend, sie trägt eine Anzahl von Gipfeln, die sich über 4500 m erheben, und stellt ein alpines Hochgebirge dar. Nach Norden setzt sie sich als Kaskadengebirge fort, und ihre Ausläufer scheinen bis in den höchsten Norden des amerikanischen Festlandes weiterzustreichen. Westlich von der Sierra Nevada folgt eine tiefe Einsenkung, das große kalifornische Längstal, vom Sacramento durchströmt. Dann folgt am Ufer des Stillen Ozeans das Küstengebirge (Coast Range), größtenteils aus flyschähnlichen Gesteinen und aus kristallinen Schiefern in einer Weise zusammengesetzt, daß beiderlei Gebilde vollständig ineinander übergehen und eine Grenze zwischen beiden kann gezogen werden kann; die Verlängerung des Küstengebirges gegen Süden ist die niderkalifornische Halbinsel.

Wichtig wäre es, die Gebirgsketten, wie wir sie im westlichen Teile der Vereinigten Staaten kennen gelernt haben, durch Mexiko weiter zu verfolgen. Leider ist unsere geologische Kenntnis dieses Landes so gering, daß dies ganz unmöglich ist. Näheres wissen wir nur über die außerordentlich entwickelten Vulkane, die einerseits in einer die pazifische Küste begleitenden Längsreihe ungeordnet sind, zu der sich als zweites Glied eine Querreihe vom Atlantischen zum Stillen Ozean gesellt. Sie beginnt im Westen mit dem Vulkan von Tuxtla und dem gewaltigen Pik von Orizaba, verläuft von hier zur Stadt Mexiko, wo der Popocatepetl (s. die Tafel, Bd. I, S. 248), der Iztaccihuatl und andere mächtige Feuerberge stehen, und erreicht den Stillen Ozean mit dem Pik von Tanzitaro, Fest steht ferner, daß Bergketten das ganze Land der Länge nach durchziehen und im Süden in die zentralamerikanische Region eintreten. Hier aber nehmen sie in Honduras und Nicaragua die Richtung nach Osten und Ostnordosten und streichen gegen das Karibische Meer hinaus, an dem sie abbrechen. In den südlicheren Teilen von Zentralamerika, in Costa Rica und auf dem Isthmus von Panama, findet man nur Vulkane und ihre Tuffe und junge Tertiärlagerungen: dieses Verbindungsstück zwischen Nord- und Südamerika ist ganz jungen Alters, Die

Fortsetzung des Gebirges, das in Honduras und Nicaragua abbricht, finden wir jenseits des Meeres bruchstückweise in den Antillen wieder, die ein untergesunkenes, echtes Kettengebirge um den Kesselbruch des Karibischen Meeres bilden. Die Streichungsrichtung der Antillen macht eine vollständige Schwenkung, Auf der südlichsten unter ihnen, auf Trinidad, geht sie von Osten nach Westen, und die unmittelbare Fortsetzung ihrer Berge finden wir jenseits eines schmalen Meereskanals in den Kordillern von Venezuela, Diese streichen anfangs ebenfalls nach Westen, drehen sich bei ihrem Durchtritt durch Kolumbien mehr und mehr nach Süden und gehen so allmählich in den riesigen Hauptstamm der südamerikanischen Anden über, der nach der gewöhnlichen Definition in Ecuador beginnt und von da längs der pazifischen Küste bis hinab zum Feuerland und Kap Hoorn streicht (vgl, Bd, I, S, 253 — 256), Außer den jungen Vulkanen beteiligen sich an dem Aufbau alte kristallinische Schiefer, Von einigen Punkten werden paläozoische Ablagerungen mit Versteinerungen der kambrischen, silurischen, devonischen Formation und des Kohlenkalkes erwähnt; auch Trias ist vereinzelt nachgewiesen. Von größerer Verbreitung aber sind die Bildungen des Jura und der Kreide, Jener hat an einer Menge von Punkten Fossile, namentlich Ammoniten geliefert, die mit denen Europas auffallend übereinstimmen. Auch die Kreide weist merkwürdige Anklänge an unsere Verhältnisse auf; ihr scheinen auch die mächtigen fischähnlichen Schichten anzugehören, die in vielen Teilen der Anden eine Nolle spielen. Von Interesse ist endlich das Auftreten ganz ungeheurer Massen von Eruptivgesteinen, deren Ausbruchszeit in den Jura und die Kreide fällt, Massengesteine dieses Alters sind bekanntlich besonders in Europa überaus wenig vertreten, und es hatte sich daher vielfach die Ansicht verbreitet, daß während der Ablagerung dieser Formationen überhaupt eine Ruhezeit der vulkanischen Tätigkeit über die ganze Erde gewesen sei. Diese Ansicht wird, wie Steinmann bemerkt, durch die Verhältnisse in den südamerikanischen Anden aufs gründlichste widerlegt. Während die nördliche und westliche Küste Südamerikas ihrer ganzen Länge nach von einem riesigen Kettengebirge eingenommen wird, weicht der Nest des Kontinents durchaus ab. Den größten Teil seiner Oberfläche bildet die uralte, durch das ungeheure Schwemmland des Amazonenstromes ausgebuchete brasilische Masse, ein gewaltiges Gneisgebiet, auf dem nur stellenweise jüngere Binnenablagerungen und obere marine Kreide liegen. Im Süden, in der Argentinischen Republik und in Patagonien, treten dann jene mächtigen tertiären und diluvialen Ablagerungen (vgl. S, 467) auf, die vor allem durch ihre riesige und fremdartige Säugetierfauna von Edentaten, Toxodonten, Macrauchenien und Nagern ausgezeichnet sind.



[545]

III. Die nutzbaren Minerale

In den vorhergehenden Abschnitten der „Erdgeschichte“ ist zu wiederholten Malen des Vorkommens gewisser Mineralstoffe gedacht worden, die ihrer kulturellen Verwendung wegen allgemein bekannt sind. Nicht immer hat man die Ausbeutung dieser Rohstoffe in so ausgedehnter Weise betrieben, wie dies heute der Fall ist. Langsam und allmählich, wie alles organische Wachsen, hat sich aus den Primitiven Zuständen der vorgeschichtlichen Zeit der hohe Kulturzustand entwickelt, in dem sich die Menschheit heute befindet.

Es gab eine Periode, die Steinzeit, wo dem Menschen, als Zeitgenossen des Höhlenbären und des Mammuts, das Verständnis für die Ausbeutung des Mineralreiches fast vollkommen verschlossen war. Verschiedene Nötigungen des Lebens, hauptsächlich der Selbstverteidigungstrieb, ließen ihn ein Material suchen, das als Waffe geeignet war. Er ersah den Stein dazu, zuerst in der Form, die ihm die Natur bot, als Wurfstein, wie er ihn abgerundet und handgerecht im Flußbett fand. Später wurden durch künstliche Beihilfe Beile, Pfeilspitzen und messerartige Waffen aus Feuerstein roh zugeschlagen; und Werkzeuge durch Schleifen zu vervollkommen, bedeutete schon einen großen Fortschritt. Den Lehm verstand man bereits in jener frühen Entwicklungsperiode zu mancherlei Gefäßen zu formen.

Eine spätere Epoche findet den Menschen bereits im Besitze metallurgischer Kenntnisse. Wunderbar aber ist es, daß ihm zuerst nicht ein einfaches Metall bekannt wurde, sondern eine Legierung, die Bronze. Etwas später erweiterte sich der Kreis der ausgenutzten Mineralstoffe durch den Hinzutritt des Eisens. Wie die berühmten Gräberfunde von Hallstatt lehren, wurden in vorgeschichtlicher Zeit auch schon Steinsalz und Sole gewonnen.

So ungefähr gestalteten sich die ersten, frühesten Fortschritte auf dem Gebiete der Verwertung des Mineralreiches in Nord- und Mitteleuropa. In anderen Ländern, Amerika, Afrika oder Ostasien, dürfte der Weg wohl im allgemeinen ähnlich gewesen sein; nur müssen je nach den Landesverhältnissen mancherlei Abänderungen stattgefunden haben. Wo einzelne Minerale in besonders auffälliger Menge und in einer Form, die eine möglichst unmittelbare Verwendung gestattet, vorlagen, wie das Gold in gewissen Teilen von Afrika, Ostasien und Amerika, das Silber in Mexiko und Peru, das Kupfer am Oberen See in Nordamerika, da dürfte wohl deren Benutzung früher eingetreten sein als in weniger begünstigten Gebieten.

In Ostasien war die Menschheit zweifellos schon früh im Besitze zahlreicher praktisch-mineralogischer Kenntnisse. Wir haben allen Grund zu der Annahme, daß es der Osten gewesen ist, von wo die am Mittelmeere wohnenden Kulturvölker des Altertums einen Teil ihrer Kenntnisse

überkommen haben. Wir wissen, daß diese Völker, die uns in ihrer Literatur hinlänglich Material zur Beurteilung ihres Kulturzustandes hinterlassen haben, mancherlei Industrien betrieben und bereits mehrere Metalle, wie Gold, Silber, Blei, Zinn, Kupfer, Quecksilber und Eisen, gekannt haben. Sie benutzten allerlei Schmuck- und Edelsteine, vervollkommneten das Bauwesen durch Mörtelsubstanzen, waren Meister in der Keramik und im Behauen des Marmors. Erdöl und Mineralkohle waren ihnen vertraut, wenn sie auch diese Stoffe nicht in größerem Maße ausgebeutet haben. Der Bergbau wurde zwar im Altertum primitiv betrieben, aber nach Kräften gefördert. Namentlich unter der Römerherrschaft kam er sowohl in Italien als auch in den eroberten Provinzen zu rascher Blüte.

Nach dem Niedergang der Staaten des Altertums gingen die kulturellen Errungenschaften der Mittelmeervölker nur zum Teil auf die Völker des Nordens über. Nach den Stürmen der Völkerwanderung trat ein Stillstand, ja selbst ein Rückschritt in der Entwicklung der materiellen Kultur ein. Erst allmählich wurden wieder Fortschritte angebahnt, die sich an das Aufleben eines neuen Bergwerksbetriebes anknüpfen. Im 7. und 8. Jahrhundert wurden in verschiedenen Teilen von Deutschland, namentlich in Tirol, zahlreiche Bergbaue gegründet, und im 10. Jahrhundert entstanden die nachmals so berühmten Harzer und im 11. Jahrhundert die sächsischen Gruben. Sächsische Bergleute zogen nach Schweden, Norwegen, Böhmen und Ungarn. Im 13. Jahrhundert begannen die ersten Kohlenförderungen in Newcastle. Hatten die Römer ihre Baue ohne jedwede Kenntnisse über das Fortsetzen und die Form der Lager und Gänge angelegt, so wurde zur Zeit des Mittelalters schon mit Umsicht und Sicherheit vorgegangen: man suchte ein Bild der jeweiligen Lagerung zu gewinnen, war auf Verbesserung des Betriebes und Abbaues und auf Einführung maschineller Vorrichtungen bedacht. In dem Maße, als sich die mittelalterliche Kultur, begünstigt durch das Wiederaufleben der humanistischen Studien, ausgestaltete, nahm auch die Verwertung des Mineralreiches immer größere Bedeutung an.

Zu voller Entfaltung gelangte sie aber erst mit der Ausbildung der Naturwissenschaften. Da erst begann an Stelle empirischer Versuche die zielbewußte, planmäßige Bewältigung und Ausbeutung der Natur, die nach kurzer Zeit eine gänzliche Umwälzung auf dem Gebiete materieller Lebensführung zur Folge hatte. Die Geologie lehrte die Lagerungsverhältnisse verstehen und erleichterte das Aufsuchen, die Verfolgung und den Abbau der Lagerstätten nutzbarer Minerale. Die Fortschritte der Physik und Maschinenkunde ermöglichten das Vordringen in große Erdtiefen und bewirkten eine bedeutende, fast unbegrenzte Steigerung der Produktion bei sicherer und billiger Arbeit. Die Chemie endlich brachte die Entdeckung zahlreicher neuer Grundstoffe und Verbindungen und eröffnete unausgesetzt neue Wege zur vorteilhaften Ausbringung und Verwendung der Rohstoffe. Dies hatte zur Folge, daß in der Ausnutzung der Mineralkörper und in der Vermehrung ihrer Gewinnungsorte eine Steigerung eintrat, deren Abschluß in unabsehbare Zeit hinausgerückt erscheint.

Um über die Menge der gegenwärtig als nutzbar betrachteten Minerale eine Übersicht zu gewinnen, wird man am besten die Art der Verwendung als Ausgangspunkt nehmen. Da diese von gewissen physikalischen und chemischen Eigenschaften der Mineralkörper abhängt, dieselben Eigenschaften aber auch die mineralogische Anordnung beeinflussen, so werden die technologischen Gruppen teilweise auch mit den natürlichen mineralogischen Gruppen zusammenfallen. Danach lassen sich vier große Abteilungen unterscheiden und zwar:

- 1) die Salze, Sol- und Mineralquellen;
- 2) die brennbaren Minerale: Kohlen und Kohlenwasserstoffe;
- 3) die metallischen Minerale und Erze;
- 4) die Steine und Erden.



[547]

10. Die Salze. Die Sol- und Mineralquellen.

Inhalt: Das Salz. Historisches. Entstehung der Salzlager. Salz in allen Formationen. Wieliczka. Siebenbürgische Salinen. Staßfurt. Alpine Salzlager. Solen. Seesalz. Salzseen der Steppengebiete. Statistisches. — Die Sol- und Mineralquellen.

Das Salz ist der einzige Mineralkörper, der dem Menschen als Nahrungsmittel dient und ihm als Würze seiner Speisen unentbehrlich ist. Auch wenn uns Geschichte und Urgeschichte keine direkten Beweise für die Benutzung des Salzes in früheren Zeiten darbieten würden, so könnten wir schon aus seiner Unentbehrlichkeit auf seine frühzeitige Verwendung schließen. Das Alte und das Neue Testament (Matth. 5, 13), die Schriften griechischer und römischer Klassiker bergen in der Tat viele darauf Bezug nehmende Angaben, und auch die Urgeschichte liefert hierzu manche interessante Anhaltspunkte. Die alten Kulturvölker gewannen das Salz nach Herodot, Plinius, Dioskorides, Aristoteles und anderen größtenteils durch Verdampfen von Meerwasser; doch verstanden sie auch Solquellen zu verwenden, und es waren ihnen manche Steinsalzvorkommnisse, wie das beim Tempel des Jupiter Ammon in Libyen, bekannt. Im Altertum haben sich namentlich die Römer als bergbautreibendes Volk hervorgetan; sie erblickten in der Verwertung der nutzbaren Minerale im eigenen Land und in den eroberten Provinzen einen wesentlichen Teil ihrer kulturellen Ausgabe. So begegnen wir vielfach Spuren altrömischer bergbaulicher Tätigkeit. In den Salinargebieten von Märos-Ujvár und Thorda in Siebenbürgen hat man alte Tagbauen [*1] entdeckt, die unzweifelhaft aus der Zeit der Römerherrschaft herrühren.

[*1] Tagbau ist der Betrieb, der bei geringer Mächtigkeit der Deckschicht von oben, von Tage aus, beginnt.

Die Römer suchten bei den in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche anstehenden Salzstöcken Siebenbürgens zuerst die wenig mächtige Schotter- und Dammerde-Decke zu entfernen und häuften das Material am Rande des Salzstockes zu wallartigen Halden an, die zum Teil noch heute erhalten sind. Das entblößte Salz wurde nun einfach von obenher in trichterförmigen Abbauräumen gewonnen. Aus diese Weise konnte keine bedeutende Tiefe erzielt werden, und es ergab sich bald die Notwendigkeit neuer Grubenanlagen, so daß mit der Zeit die ganze Oberfläche der Salzlager durchwühlt und mit trichterförmigen Abbauen bedeckt wurde. Da in den siebenbürgischen Salinen auch Spuren mittelalterlicher Bergbaue vorhanden und hier wie auch in den Salzrevieren der Marmarosch in Ungarn überdies noch Stein- und Bronzewerkzeuge aus noch viel älterer Zeit aufgefunden worden sind, so darf man diese Salinargebiete wohl mit zu den allerältesten Kulturpunkten zählen, wo der Mensch seit vielen Jahrhunderten eine nahezu ununterbrochene industrielle Tätigkeit ausübt.

Auch unseren Vorfahren, den Kelten und Germanen, war die Salzgewinnung keineswegs fremd. Sie erzeugten das Salz primitiv, indem sie salzhaltige Lösungen aus ausgelaugter Pflanzenasche, Meerwasser oder Sole auf glühende Kohlen gossen und so verdampfen ließen. Sie erzielten dadurch ein schwarzes, unreines Salz, das seines Aschengehaltes wegen einen beißenden Beigeschmack hatte. Der Besitz von Solquellen war für sie so wichtig, daß er sogar blutige Kriege veranlaßte. Einen ausgedehnten Salzbergbau scheinen namentlich die Kelten getrieben zu haben. Schon das häufige Vorkommen des angeblich keltischen Wortstammes „hal“ in Bezeichnungen für salzreiche Orte deutet darauf hin. Die uralten Gebräuche, Gerechtsame und Spracheigentümlichkeiten der Genossenschaft der Salzarbeiter in Halle an der Saale, der Halloren, werden von den meisten Forschern ebenfalls als Überreste aus keltischer Zeit gedeutet. Die berühmten Gräberfunde von Hallstatt, die Funde am Dürnberg bei Hallein beweisen, daß in den Nordostalpen eine reiche Bevölkerung in vorrömischer Zeit Salzbergbau getrieben und aus der Salzgewinnung so große Vorteile gezogen hat, daß Luxus und selbst Kunstliebe zu gedeihlicher Entfaltung gelangen konnten.

So uralt nun auch die Auffindung, Verwendung und Erzeugung von Kochsalz ist, so konnte seine eigentliche chemische Natur doch erst im Anfang dieses Jahrhunderts erkannt werden, als Davy im Jahre 1810 lehrte, daß das Salz aus Chlor und Natrium (im Verhältnis von 60,7 Chlor und 39,3 Natrium) zusammengesetzt ist. Wo es Gelegenheit hat, in Drusenräumen frei auszukristallisieren, nimmt es die Form von regelmäßigen Würfeln an; im reinen Zustande wasserhell, bekommt es, mit Ton verunreinigt, graue Färbung und kann ausnahmsweise selbst blau oder rötlich gefärbt erscheinen. Das Salz ist auf der Erde außerordentlich weit verbreitet; seine unerschöpfliche Vorratskammer bildet das Meer. Zwar findet man es wohl auch an den Aschenkegeln von Vulkanen, wo es nach Eruptionen in gasförmigem Zustande ausströmt und in Kristallform zum Niederschlag kommt; doch verschwindet die Menge dieses vulkanischen Salzes gegen den unendlichen Salzreichtum des Meeres.

Unter welchen Umständen es geschehen kann, daß sich an gewissen Stellen aus dem Meere Salzlager absetzen, ist schon im ersten Bande (S. 596—602) auseinandergesetzt worden. Nur um den Zusammenhang der Darstellung aufrecht zu erhalten, muß das Wichtigste darüber hier kurz wiederholt werden. Salzlager können sich im offenen Meere nicht bilden, ebensowenig können sie durch völliges Austrocknen gänzlich vom Meer abgetrennter Buchten entstanden sein, da die Salzmenge, die dann zum Absatz gelangen könnte, viel zu gering ist, um mit den bekannten Salzlagern verglichen werden zu können. Dagegen können die mächtigsten Salzlagerstätten in genügend tiefen Buchten gebildet worden sein, die durch eine Barre vom offenen Meere teilweise abgetrennt waren. Eine derartige Barre, wie sie bei der großen Salzpflanze des Kaspisees, dem Kara Bugas, besteht, muß den Zutritt der Flut in das Becken gestatten und zugleich den Rückfluß der schweren Mutterlauge ermöglichen. Weitere Bedingungen der Salzbildung sind ferner trockenes Klima und Süßwasserarmut der Umgebung des Salzbusens. Da sich diese Bedingungen zu allen Zeiten, in allen Perioden der Erdgeschichte wiederholt haben können, so finden wir das Steinsalz auch tatsächlich in allen Formationen der Erdrinde und in allen Weltteilen. Zuweilen kann man sogar die Wahrnehmung machen, daß gewisse Gebiete während der Zeit mehrerer Formationsstufen, ja Formationen hindurch besonders günstige Bedingungen für die Salzbildung dargeboten haben. So haben in Deutschland von der Zeit des oberen Zechsteines bis zum Schluß der jüngsten Triasstufe der Salzbildung günstige Verhältnisse geherrscht; in den Karpaten finden sich Salzspuren in der Kreideformation, zahlreiche Solen im Alttertiär und mächtige Salzlager im jüngeren Tertiär.

Die geologisch ältesten Salzlager finden wir im Kambrium der Salzkette (Salt Range) von Pandschab in Ostindien. Sie sind mit Gips und rotem Mergel vergesellschaftet und werden schon seit uralter Zeit abgebaut. In dem außerordentlich trockenen Wüstenklima der Salzkette erhalten sich einzelne derartige Lager als zu Tage anstehende Felsen; auf einem solchen Salz- und Gipsstock ist die Stadt Amb erbaut (s. Abbildung 16). Aus dem Untersilur stammen die Solen der Umgebung von St. Petersburg; im Obersilur weist Nordamerika Salz auf, wo in Salina und Syracuse (Onondagadistrikt, New York) mächtige Solen, zu Goderich in Kanada Salzbänke von 14 bis 40 Fuß Dicke Vorkommen. Die Devonformation enthält Salz in den baltischen Provinzen und in China, die Steinkohlenformation im Saginawdistrikt von Michigan und in England. Die Permformation liefert Salz in den russischen Gouvernements Perm und Jekaterinoslaw, in Deutschland zu Artern, Staßfurt, Heinrichshall, Welfisholz und an anderen Orten.

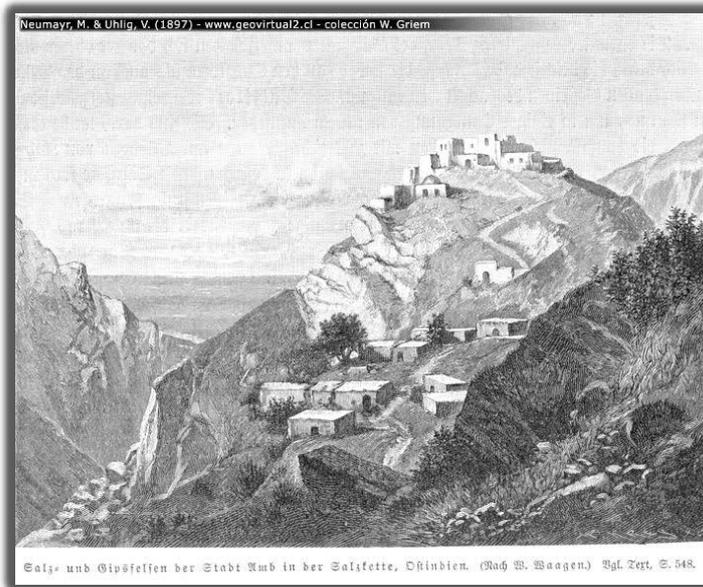


Abb. 16: Salz und Gipsfelsen der Stadt Amb in Ostindien. (nach Waagen)

Unter den mesozoischen Formationen ist am salzreichsten die Trias, die in Deutschland in allen Unterstufen: im Buntsandstein (Schöningen, Liebenhalle, Hammersheim, Sulza, Salzungen), im Muschelkalk (Friedrichshall, Schwäbisch-Hall, Lüneburg) und im Keuper, Salz führt. Die bekannten alpinen Salzlagerstätten von Ischl, Hallein, Aussee, Berchtesgaden gehören der unteren Trias an. Die Salzlager von Frankreich (Salins) und Lothringen (Vic) befinden sich im Keuper, und die großen englischen Salzablagerungen der Grafschaften Nottingham,

Derby, Stafford etc. find ebenfalls triadisch. Die Jura- und Kreideformation dagegen sind salzarm. Zur Kreide zählt man gewisse Salzvorkommnisse von Algerien und eine Reihe von Solquellen in Westfalen (Königsbau Neusalzwerk, Werl). Zahlreiche Salzlager kommen endlich den tertiären Formationen zu. Als Beispiel eines alttertiären Vorkommens diene der berühmte Salzberg von Cordona in Katalonien, der eine steile, etwa 95 m hoch ans Nummulitenschichten frei aufragende Salzmasse bildet und schon seit Jahrhunderten abgebaut wird. Noch salzreicher ist das jüngere Tertiär oder Miozän, dem berühmte Lager in Galizien, Ungarn, Siebenbürgen und Rumänien sowie gewisse Lagerstätten in Südrubland, in Persien und Sizilien angehören.

Der Ruf der karpatischen Salzlager rechtfertigt es, wenn wir uns etwas eingehender mit ihnen beschäftigen. Der Nordrand der Alpen und Karpaten wird von einem fast kontinuierlichen schmalen Bande von Miozänablagerungen, meist schieferigen und sandigen Tonen, begleitet, die sich bis weit nach Rumänien hinein verfolgen lassen. Von den Karpaten, die wie die Alpen zur Miozänzeit bereits ein gehobenes Gebirge darstellten, war auch der südliche Innenrand vom Miozänmeere bespült, und es bildeten sich auch da ausgedehnte Salzlager. Zwar im ober- und niederösterreichischen, mährischen und schlesischen Anteil der Miozänzone kam es nicht zu ausgedehnten Salzablagerungen; aber einzelne Solen und Jodquellen und zahlreiche Gipsvorkommnisse deuten darauf hin, daß hier wenigstens ähnliche, die Dissoziation des Meerwassers

begünstigende Verhältnisse geherrscht haben wie weiter östlich in Galizien, in Siebenbürgen und im östlichen Ungarn, wo es eine Reihe großer Salzlager gibt.

Das bekannteste ist wohl das von Wieliczka bei Krakau, das sicher seit dem 11. Jahrhundert, wahrscheinlich schon früher, regelmäßig abgebaut worden ist. Unter einer wenig mächtigen Decke von Dammerde und Diluvialbildungen folgt der miozäne bläuliche, ungeschichtete Tegel, der schon bei 20 m Tiefe eine leichte Imprägnation mit Salz erkennen läßt. Mit zunehmender Tiefe wächst auch der Salzgehalt, und in dem mit Salzbrocken angereicherten Salztone treten zahlreiche stockförmige, bald kubische, bald langgestreckte, grobkristallinische Salzkörper auf, die die verschiedensten Größen bis zu einem Inhalt von mehreren tausend Kubikmetern aufweisen und ihrer grünlichgrauen Färbung wegen den Namen Grünsalzkörper erhalten haben. Die darunter befindlichen Teile des Salzlagers unterscheiden sich von der oberen Region wesentlich durch die deutliche Schichtung, die sowohl an den Salzflözen als auch an den zwischenliegenden tauben Gesteinen beobachtet werden kann. Die Salzflöze verzweigen sich zuweilen oder keilen sich aus, um in einiger Entfernung von neuem anzusetzen. Sie sind durch taube Gesteine getrennt, die hauptsächlich aus Salztone mit zahlreichen Platten und Bändern von Anhydrit, seltener Gips (vgl. Bd. I, S. 598), und aus Salzsandstein bestehen. Die Salzflöze sind in zwei Zonen angeordnet. Die obere enthält das Spiza-Salz [*1], ein mittelkörniges, mit feinen Sandkörnern verunreinigtes Salz, das bis zu 20 m mächtige Flöze bildet, die untere das Szybiker (Schacht-) Salz, das sich durch hochgradige Reinheit auszeichnet, aber nur Flöze von 2—8 m Mächtigkeit bildet.

[*1]: Spiza, d. h. gips, weil nach Wieliczka berufene Zipser Bergleute dieses Salz erschlossen haben.

Ihre Lagerung gleicht in großen Zügen fast zwei versteinerten, flachen Meereswellen, deren Rücken sich ausgedehnt und zipfelförmig zu gespitzt haben. Das Liegende der Szybiker Flöze wird aus Anhydrit, Salztone und Salzsandstein gebildet und wurde noch nicht durchfahren, da aus ihm wiederholt Süßwasser in so großer Menge ausgetreten ist, daß der Grubenbau dadurch gefährdet wurde. Kaum enthält ein zweites Salzlager so zahlreiche Versteinerungen wie das von Wieliczka, das dadurch schlagend seine Entstehung aus dem Meer erweist. Häufig sind wohl nur die mikroskopischen Schälchen von Foraminiferen; doch sind auch Mollusken, Krustaceen, Bryozoen und eine Einzelkoralle nachgewiesen worden. Nicht selten stößt man auf Reste von Landpflanzen, die von den benachbarten Küstengegenden eingeschwemmt worden sind.

Die große Mächtigkeit der Salzkörper oder -Lager, die bedeutende Trockenheit und Festigkeit des Gebirges, die in der vollkristallinen Ausbildung des Salzes ihren Grund hat, bedingen eigenartige, für den Salzbergbau bezeichnende Abbaumethoden. Die Salzkörper werden bis auf eine dünne, der Festigung wegen zurückgelassene Kruste nach allen Richtungen hin abgebaut, so daß dadurch riesige, in Wieliczka „Kammern“ genannte Hohlräume entstehen. Da sich der alte Bergbau in Wieliczka zuerst den Grünsalzkörpern der oberen Region zugewendet hatte, so erscheint gegenwärtig deren größter Teil bereits abgebaut, und es liegen nur noch die zahlreichen großen, bis zu 95 m hohen Kammern in den oberen Horizonten der Wieliczkaer Grube Zeugnis ab von dem ehemaligen Salzreichtum. Manche Kammern standen mehr als ein Jahrhundert in Betrieb, wie die Kammer Michalowice, aus der vom Jahre 1717—1861 Salz gefördert wurde. In den tieferen Horizonten nehmen die Kammern, angepaßt an die mehr flächenartige Entwicklung der Salzflöze, eine geänderte, niedrigere Form an. Der Abbau selbst geschieht durch die Ablösung großer Wandflächen, die durch Längs-, Firsten- und Sohlenschramme umgrenzt, durch seitlich eingetriebene eiserne Keile von der Unterlage teilweise abgelöst und endlich mit einer buchenen Stange gänzlich abgehoben werden (s. Abbildung 17). Auf diese Weise

werden nach allen Richtungen des Abbauraumes hin große Salztafeln gewonnen, die dann zerleinert und in verschiedenen Formen in den Handel gebracht werden.

Interessant ist der Umstand, daß der Kammerbau, wie wir ihn in Wieliczka kennen gelernt haben, auch bei außereuropäischen Salzlagern in gleicher Weise angewendet wird. So wissen wir durch die ostindischen Geologen, daß sich die Hindu schon lange vor der Besitznahme des Landes durch die Europäer in den ' ausgedehnten Salzlagern der „Salt Range“ des Kammerbaues bedienen und dabei innere Hohlräume erzeugten, die die vielfach bewunderten Kammern von Wieliczka an Großartigkeit übertreffen.

Wenden wir uns von Wieliczka nach Osten, so tritt uns im benachbarten Bochnia das nächste Salzvorkommen entgegen, wo mehrere Salzflöze im Gegensatz zu der verhältnismäßig flachen Lagerung von Wieliczka sehr steil nach Süden einfallen und eine viel geringere Mächtigkeit und

Reinheit besitzen als dort. In Ostgalizien und in der Bukowina sind großartigere Salzlager selten; dagegen ist hier eine Unzahl (über 200) ergiebiger Solen über die ganze Miozänzone verstreut. Nur eins unter den ostgalizischen Salzlagern kann eine erhöhte Aufmerksamkeit beanspruchen, das von Kalusz, das neben Steinsalz mächtige Lagen und Linsen von Sylvin (Chlorkalium) und Kainit enthält. Die große Bedeutung dieser Salze sowohl für die Industrie als auch unsere theoretischen Anschauungen über die Entstehung der Salzlager wird bei der Besprechung des Staßfurter Lagers eingehender gewürdigt werden. In Kalusz haben diese Salze bisher noch nicht jene intensive Ausnutzung und Verarbeitung erfahren, deren sie fähig und würdig wären.

Auf der Südseite des Karpatenbogens nehmen in erster Linie die siebenbürgischen Schlager durch ihre Geschichte, ihre Größe und ihr geologisches Verhalten die Aufmerksamkeit in Anspruch. Ein förmlicher Ring von einzelnen Salinarvorkommnissen, der nur auf der Südseite erhebliche Unterbrechungen erleidet, umzieht den Innenrand des siebenbürgischen Beckens. Das Salz ist hier nicht, wie gewöhnlich, in flächenartig ausgebreiteten Lagern entwickelt, sondern in Form mächtiger, vielfach in sich zusammengeknickter kubischer „Stöcke“ von riesiger Größe. Das hier untenstehend abgebildete Vorkommen von Deesackna macht hiervon eine Ausnahme, da es die ursprüngliche Lagerform noch deutlich erkennen läßt. Auch die Salzstöcke waren ursprünglich Lager und dürften erst infolge späterer Zersetzungen und Umlagerungen, die im Inneren der Salzmasse vor sich gingen und mit Volumenvergrößerung verbunden waren, die

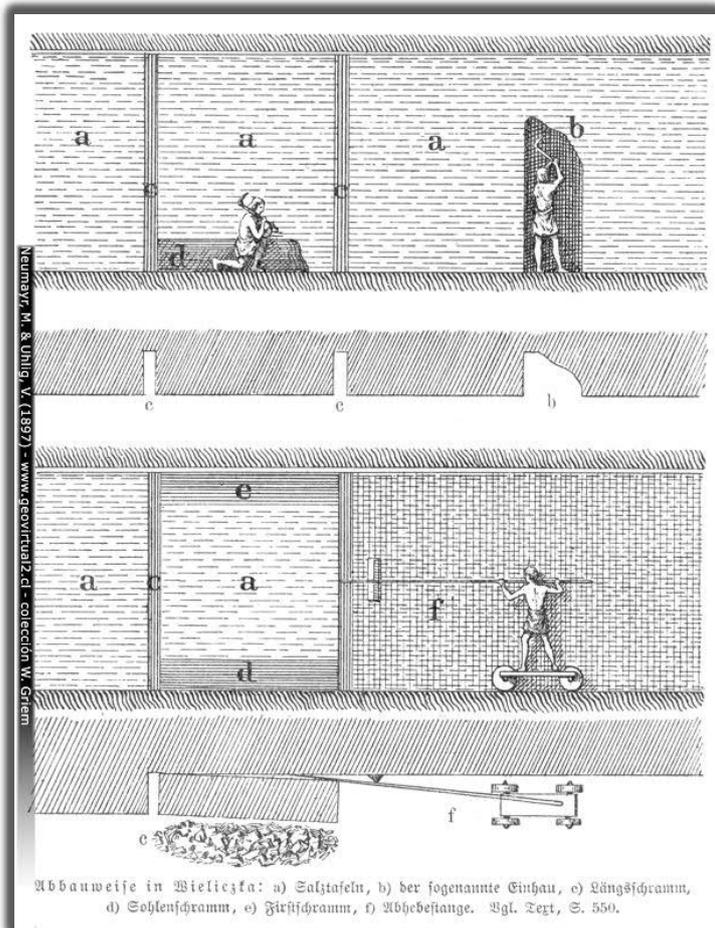


Abb.17: Abbauweise in Wieliczka.

Stockform angenommen haben. Mit dem Salze sind auch hier, wie allenthalben, Gips und Anhydrit verbunden. Als Begrenzung der Salzstöcke treten Salztone auf, die hier häufig Trachyt-Tuffe enthalten, von den vulkanischen Eruptionen her, die zur Miozänzeit in Siebenbürgen wie in Ungarn eine Rolle gespielt haben. Riesig, wie die Dimensionen der Salzstöcke, sind auch die glocken- oder pyramidenförmigen Abbauräume, die man im Inneren angelegt hat. Man baut von Tage aus einen engen Schacht in das feste Steinsalz und geht darin noch eine Strecke weit fort,

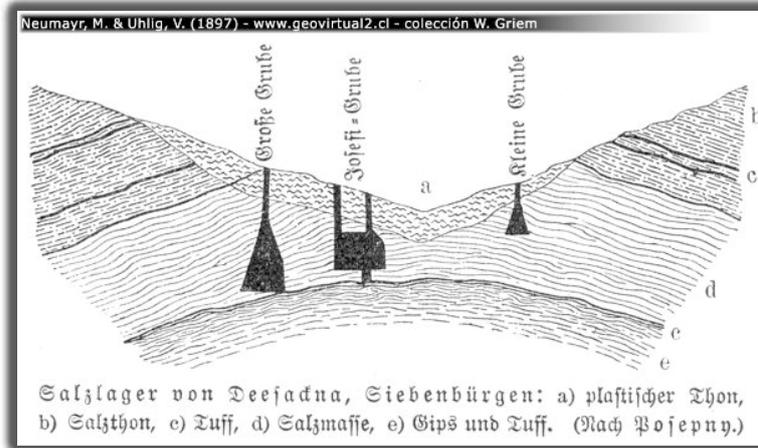


Abb. 18: Salzlager von Deesackna, Siebenbürgen. (nach Posepny)

um den künftigen Bau durch eine Steinsalzdecke vor Einsturz zu sichern. Abwärts wird nun der Raum nach allen Richtungen immer mehr erweitert, bis endlich kolossale kegel- oder pyramidenförmige Hallen entstehen (s. nebenstehende Abbildung 18), die nach außen nur durch den an der Spitze der Kammern befindlichen Schacht kommunizieren'. Diese Hallen, in ihren Ausmaßen

noch großartiger als die Kammern Wieliczkas, können eine Höhe von 150 m erhalten und dabei eine Grundfläche von 3000—4000 qm aufweisen. In neuerer Zeit legt inan keine Glocken- oder Kegelbaue mehr an, sondern gibt den Abbauhallen eine zylindrische oder prismatische Form, um sofort eine größere Abbaufäche zu bekommen. Nicht selten vereinigt man zwei angrenzende Kammern zu einer einzigen. Die Art des Abbaues ist ähnlich wie in Wieliczka. Der Salzabbau wird gegenwärtig hauptsächlich in den Salinen Parajd, Deesackna, Thorda, Maros-Ujvár und Vizackna betrieben und zwar am lebhaftesten in Maros-Ujvár, wo jährlich an 700.000 Zentner gewonnen werden. Als den mächtigsten Salzstock betrachtet man den von Parajd, der eine Maximallänge von 2300 m, eine Maximalbreite von 1700 m und eine aufgeschlossene Tiefe von 180 m aufweist und mit nackten Salzfeldern zu Tage ausgeht. Ähnliche Verhältnisse wie die Salinen Siebenbürgens bieten auch die Salzlager Oberungarns, namentlich die im Komitat Marmaros gelegenen, dar.

Noch reicher und großartiger als die tertiären Salzlager der Karpatenländer sind die triadischen Salzvorkommnisse, mit denen Deutschland gesegnet ist. Die wichtigsten von ihnen wurden erst in neuerer Zeit durch zahlreiche Tiefbohrungen, besonders in der norddeutschen Ebene, nachgewiesen, da man sich früher meist mit der Erzeugung von Sudsalz aus den vorhandenen Solen begnügte. In den mehr gebirgigen südlicheren Teilen Deutschlands boten zunächst einzelne Gipsvorkommnisse, die wir als stete Begleiter des Salzes kennen, sowie zahlreiche Solquellen die Veranlassung, um Tiefbohrungen auf Steinsalz zu versuchen, die denn auch tatsächlich an vielen Punkten von Erfolg begleitet waren: so im Muschelkalk bei Erfurt, Stotternheim, Bussleben, an der Grenze zwischen Buntsandstein und Zechstein in Staßfurt, Schönebeck und Egel, im Zechstein bei Ariern und Köstritz. Nach diesen Erfolgen wandte inan sich der norddeutschen Ebene zu, und auch da gelang es, großartige Ergebnisse zu erzielen. Bei Sperenberg, etwa 5 Meilen südlich von Berlin, erreichte man in einer Tiefe von 88 m das Steinsalz und hatte es bei 1273 m noch nicht durchbohrt, so daß das Salz hier eine Mächtigkeit von mehr als 1184 m besitzt. Die Bohrung mußte technischer Schwierigkeiten wegen eingestellt werden, ohne daß man das

Liegende des Salzlagers erreicht hätte. Wenn man nun auch annimmt, daß vielleicht infolge geneigter Stellung des Lagers die wirkliche Mächtigkeit etwas geringer ist, so ist sie in jedem Falle doch so enorm, daß hierdurch alle bisher bekannten Salzlager in Schatten gestellt werden. Ähnliche Salzreichtümer erbohrte man auch an anderen Punkten, wie in Segeberg bei Lübeck, in Inowrazlaw im Posenschen, zu Lübtheen in Mecklenburg-Schwerin.

Von allen Salzlager Deutschlands ist das von Staßfurt zur größten Berühmtheit gelangt. Es zeichnet sich sowohl durch seine Mächtigkeit und Ausdehnung als auch durch seine chemische Mannigfaltigkeit aus, die eine chemische Großindustrie rasch aufblühen ließ und in wissenschaftlicher Beziehung das größte Interesse hervorrief. In der Staßfurt-Egelschen Mulde liegt zu unterst Steinsalz in geneigter Schichtstellung mit einer bekannten Minimalmächtigkeit von über 300 m (s. nebenstehende Abbildung, 19). In seinen oberen Lagen weist das Steinsalz einen allmählich nach oben wachsenden Gehalt von Polyhalit auf, einer Salzverbindung, die aus 45,2 Prozent Calciumsulfat, 19,9 Prozent Magnesi-

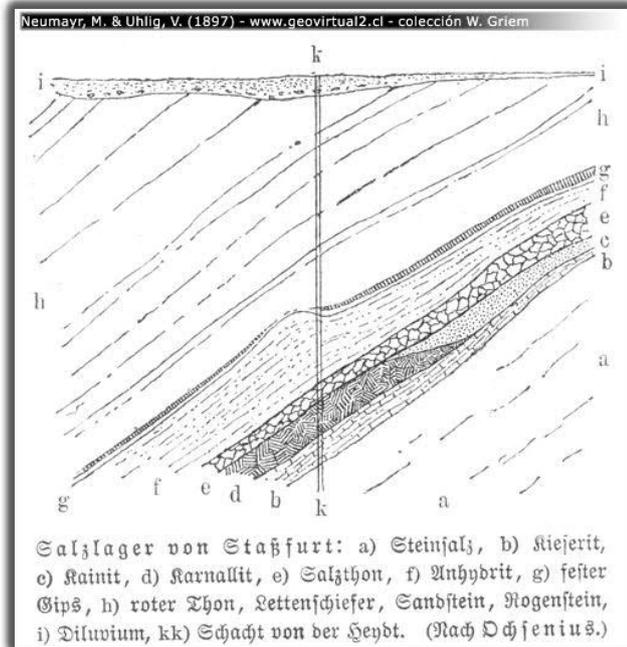


Abb. 19: Salzlager von Staßfurt. (nach Ochsinius)

umsulfat, 28,9 Prozent Kaliumsulfat besteht. Diese obere Zone des Staßfurter Salzlagers führt deshalb die Bezeichnung Polyhalitregion. Darüber folgt eine Zone, wo Bittersalze vorherrschen, die Kieseritregion; und den Beschluß bildet die Karnallitregion oder die sie örtlich vertretende Kainitregion.

Die Minerale, die sich an der Zusammensetzung dieser obersten Zonen beteiligen, sind neben dem Chlornatrium hauptsächlich wasserhaltiges Bittersalz oder Kieserit ($MgSO_4 \cdot H_2O$), Karnallit ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ mit 26,8 Chlorkalium, 34,2 Chlormagnesium und 39 Wasser) und Kainit ($KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$ mit 32,2 Schwefelsäure, 16,1 Magnesia, 15,7 Kalium, 14,3 Chlor und 21,7 Wasser). Die Kieseritregion besteht aus ungefähr 65 Prozent Kochsalz, 17 Prozent Kieserit und 13 Prozent Karnallit, während die Karnallitregion nur noch 25 Prozent Kochsalz, 16 Prozent Kieserit und 55 Prozent Karnallit, beziehentlich Kainit enthält. Über der Karnallit- oder Kainitregion breitet sich eine schmale Lage von Salzton aus, gefolgt von einer mächtigen Entwicklung von Anhydrit. Die Decke des Salzlagers bilden gleichgelagerte Lettenschiefer, Sandsteine und Kalksteine der unteren Trias (Buntsandstein). Die chemische Zusammensetzung der mannigfaltigen Verbindungen, die die obersten Regionen des Staßfurter Salzlagers bilden, stimmt mit den Mutterlaugensalzen überein, die beim Verdampfen des Meerwassers nach vollzogenem Absatz der Kochsalzmasse Zurückbleiben. Das reiche Salzlager von Staßfurt enthält also nicht nur Kochsalz, sondern auch die Salze der Mutterlauge, die nur schwer und unter besonderen Verhältnissen zum Fällen und Festwerden gebracht werden können und, wenn einmal gebildet, wegen ihrer hohen Lösbarkeit leicht neuen Zersetzungen und Auslösungen unterworfen sind. Meistens entbehren denn auch die Salzlager einer derartigen Decke von Bitter- und Kalisalzen. Hier aber hat uns die Natur einen Fall vorgeführt, in dem die Bildung von Steinsalzlager in voller Reinheit

erfolgte und auch das Ergebnis der letzten Phase der Salzbildung in gesetzmäßiger Lagerung beobachtet werden kann.

Eine andere, wenn auch weit weniger wichtige Erscheinung ist in Staßfurt unter dem Namen der „Jahresringe“ bekannt. Die Hauptmasse des Steinsalzes wird nämlich durch dünne Anhydritbänkchen in parallele Platten von 3—16 cm Dicke zerlegt (s. untenstehende Abbild. 20), was man wohl mit Recht mit periodischen Überflutungen in ursächlichen Zusammenhang bringt. Ob aber die zwischen je zwei Anhydritschnüren eingeschlossene Steinsalzpartie tatsächlich das Produkt eines einzigen Jahres bildet, wie dies der Name andeutet, läßt sich nicht sicher erweisen.

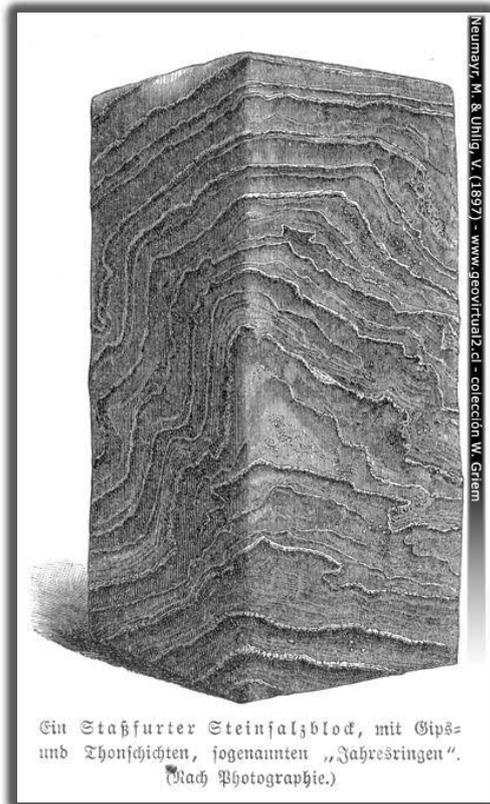


Abb. 20: Stassfurter Steinsalzblock

Für die Erhaltung der obersten Regionen des Salzlagers, die übrigens in Übereinstimmung mit unseren Beobachtungen beim Verdampfen des Meerwassers nicht scharf voneinander geschieden sind, war es von Bedeutung, daß nach Absatz der Mutterlangensalze eine abermalige Meeresbedeckung eintrat. Dadurch wurde eine Decke von Salzton und Anhydrit gebildet, die die Mutterlangensalze vor nachträglicher Auflösung geschützt hat. Nicht alle Punkte der 25 Quadratmeilen umfassenden Staßfurt-Egelschen Mulde sind gleich stark mit Kalisalzen versehen; sie fehlen an einzelnen Stellen ganz oder sind mindestens nicht in bauwürdiger Menge vorhanden.

Den industriellen Wert der Mutterlaugensalze hatte man anfangs unterschätzt; man betrachtete sie lange Zeit als lästige Begleiter des gesuchten Steinsalzes und nannte sie nach ihrer Lage über dem Steinsalz „Abraumsalze“. Bald aber, im Jahre 1861, blühte auf ihrer Grundlage mit jener Raschheit, die die großen industriellen Unternehmungen der Gegenwart auszeichnet, eine mächtige chemi-

sche Großindustrie auf, die Chlorkalium und alle Arten von Kalipräparaten für Gewerbe, Hauswirtschaft und Medizin sowie namentlich große Mengen von Kalidünger, ferner Magnesia- und Natronsulfat herstellt. Von dem hohen ökonomischen Werte der Abraumsalze gibt die Tatsache eine Vorstellung, daß der daraus erzielte Gewinn die gesamten Kosten des Staßfurter Salinarbetriebes deckt, so daß der für Steinsalz erzielte Preis zugleich den Reingewinn repräsentiert. Außer den angeführten Salzen und denen, die aus ihnen durch chemische Umlagerungen hervorgegangen sind, finden sich in den Lagern von Staßfurt noch zahlreiche andere Mineralstoffe. Von diesen sind jedoch nur Bor und Brom reichlich genug, eine Gewinnung zu ermöglichen.

Einen ganz anderen Typus stellen die altberühmten, schon in prähistorischer Zeit ausgebeuteten Salzlagerstätten im Salzkammergut und in den Bayrischen und Tiroler Alpen dar. Sie gehören der unteren Abteilung der Triasformation, den Werfener Schiefer, an und enthalten nur selten größere reinere Partien von Steinsalz. Meistens ist der Salzgehalt in einem Tone verteilt, der außerdem noch Gips, Anhydrit, Polyhalit, Kieserit und Blödit enthält und Haselgebirge genannt wird. Die auflösende Kraft des Wassers wird von der menschlichen Tätigkeit bei Gewinnung dieser Salze zu Hilfe gerufen. Im Inneren der Salinen werden Hohlräume, Wehren genannt, vorgerichtet und das Wasser hereingeführt. Hier löst es die Salze und nimmt sie auf. Das so gewonnene

Wasser wird nun gradiert, d. h. es wird gezwungen, an Dornwänden langsam herabzutropfen, wobei es durch die Einwirkung von Lust und Sonne zum großen Teile verdampft. Infolgedessen kann sich Kalk-Karbonat und -Sulfat nicht mehr in Lösung erhalten, sondern fällt als Dornstein auf den Dornreisern nieder. Die konzentrierte Sole wird nun in die Sudhütten geführt und aus großen Pfannen zu Sudsalz eingedampft.

Nächst der Gewinnung von Sudsalz aus Sole und der Gewinnung von Steinsalz kennt und benutzt der Mensch noch andere Methoden zur Herstellung von Kochsalz. Er scheidet es aus dem Meerwasser ab und erhält es aus abflußlosen Salzseen. Die Erzeugung von Seesalz ist auf der freiwilligen Verdunstung des Meerwassers begründet, die in besonders eingerichteten flachen Teichen, den Salzgärten, erfolgt. Seesalz wird daher zumeist nur in wärmeren Gegenden, wie in Südfrankreich, Spanien, Portugal, Italien, Istrien und Dalmatien, erzeugt; in kalten, küstennahen und steinsalzarmen Landstrichen bedient man sich wohl auch zur Erzeugung von Kochsalz des Seewassers, aber nur in untergeordnetem Maße. Man hilft sich dann durch künstliches Versieben des Meerwassers, das man aber vorher durch „Gradieren“ oder Ausfrieren lassen des Wassers in Eisform konzentrierter gemacht hat, wie dies in Sibirien üblich ist.

Eine wichtige Rolle als Salzspender spielen die abflußlosen Salzseen der Steppenregionen. Wo die orographischen Verhältnisse den Abfluß der Gewässer in das Meer nicht gestatten, bilden sich an den tiefsten Stellen abflußlose Seen. In diese bringen die einmündenden Flüsse stets gewisse Mengen von verschiedenen Salzen, die sie in ihrem Flußgebiet gelöst hatten. Bei trockenem Steppenklima häufen sich diese Salze infolge der fortwährenden Verdunstung so sehr an, daß sie schließlich dem betreffenden See den Charakter eines Salzsees erteilen. Oft entstehen derartige Salzsteppen auf altem, gehobenem und seit längerer Zeit trocken stehendem Meeresboden, wie die Salzsteppen der aralo-kaspischen Niederung. Zuweilen sind die Quellen, denen die betreffenden Zuflüsse ihren Salzreichtum verdanken, direkt nachweisbar; z. B. weiß man, daß die Flüsse, die den berühmten Eltonsee, den Bogdo- und Inderskischen See in der kaspischen Niederung mit Salz bereichern, dieses zum größten Teile dem tertiären Salzgebirge Tschaptschatschi entnehmen. Der Salzgehalt der abflußlosen Seen ist sowohl nach Quantität und Qualität sehr verschieden, da er von der Beschaffenheit des jeweiligen Zuflußgebietes abhängt. Wohl am großartigsten zeigt sich die Erscheinung der abflußlosen Seen in Innerasien, im südeuropäischen Rußland und den Staaten Kalifornien, Utah und Nevada im Westen von Nordamerika; hier ist denn auch die Salzausbeute bedeutend. Rußland deckt einen großen Teil seines Salzkonsums durch das Steppensalz des Elton- und namentlich des Baskuntschaksees. Beide gehören der kaspischen Niederung an, wo man mehr als 2000 solcher Salzseen kennt. Am Boden des seichten Eltonsees setzen sich alljährlich während des Sommers Lagen von kristallisiertem Kochsalz ab, die von einzelnen Ton- und Schlammsschichten getrennt werden. In Südrußland gewinnt man aus den Steppenseen reines kristallisiertes Steinsalz durch Ausbrechen der Salztafeln, während anderwärts der mit Salzen gesättigte Seeboden ausgelaugt, d. h. das Salz durch Verdunstung der Lauge erzeugt wird. So berichtet Freiherr v. Richthofen, daß die Chinesen in der Umgebung des großen Salzsumpfes Lutsun (Provinz Schansi) im ehemaligen, nunmehr trockenen Seeboden große Becken künstlich ausheben, die sich darin ansammelnde Lauge heraus schöpfen und der Verdunstung unterziehen. Die Gesamtproduktion von Lutsun ist sehr bedeutend, da eine Bevölkerung, doppelt so zahlreich wie die von Deutschland, von Lutsun aus mit Salz versehen wird. Richthofen macht es wahrscheinlich, daß die beschriebene Methode der Salzgewinnung uralte ist und schon seit Jahrtausenden eine große Bevölkerung ihren Salzbedarf von Lutsun bezogen hat.

So sehen wir denn, daß die Natur dem Menschen reiche Quellen und vielfache Möglichkeiten geboten hat, um sich die wichtigste Würze der Nahrung, das unentbehrliche Salz, zu beschaffen. Das reiche Vorkommen dieses Minerals ermöglicht, daß auch die Industrie ihren Nutzen daraus ziehen und die Landwirtschaft es in mannigfaltige Verwendung bringen kann. Wohl sind einzelne Länder hierin günstiger gestellt als andere; doch gibt es kaum ein größeres Gebiet, dem jedwede Quelle zur Salzerzeugung versagt wäre.

Man schätzt den jährlichen Salzbedarf durchschnittlich auf 6—7 kg für den Kopf; die verschiedenen Länder haben aber einen ungleichen Salzverbrauch. So entfallen in Spanien auf den Kopf 4,75, in Frankreich 5,2, in Italien 6,25, in Deutsch-Österreich 7,7, in Rußland 8,5, in England 12,5, in Nordamerika 15, in Portugal 15,25, in Deutschland nach einer älteren Schätzung 19,8, nach einer neueren Berechnung 13,1 kg. Über die Höhe der Salzproduktion in einigen der wichtigsten Kulturstaaten mögen folgende Ziffern Aufschluß geben:

Die hier angegebenen Mengen des durchschnittlichen Salzkonsumes liegen weit über den heute angegebenen Ziffern: etwa 4,6 Kg pro Person und Jahr.

England	1884	2.332.704
Nordamerika	1884	912.091
Rußland	1882	834.177
Deutschland	1884	804.337
Frankreich	1882	380.000
Österreich	1884	264.771

In Tonnen

Manche Solquellen werden nicht zur Erzeugung von Kochsalz versotten, sondern dienen ihrer physiologischen Wirkungen wegen auch als Heilquellen. Diese Verwendungsart teilen sie mit einer Reihe anderer Quellen, die durch reichlichem Gehalt an verschiedenartigen Mineralstoffen ausgezeichnet sind und daher Mineralquellen genannt werden. Eine gewisse Menge von Mineralbestandteilen enthält jede aus der festen Erdkruste hervorsprudelnde Quelle; denn das in allen Teilen der Erdrinde auf Schichtflächen, in Spalten und Sprüngen zirkulierende Wasser hat ja während seiner unterirdischen Laufbahn reichlich Gelegenheit, Mineralstoffe aus den Gesteinen auszulaugen. Von Mineralquellen spricht man aber erst dann, wenn die Summe der Mineralbestandteile so sehr auffällt, daß sie sich durch den Geschmack und Geruch sofort verrät. Da nur gewisse Wasser als Mineralquellen zu Tage treten, die weitaus größte Menge aber zu den „süßen“ Quellen gehört, muß die Entstehung von Mineralquellen an bestimmte, nicht allenthalben wiederkehrende Bedingungen geknüpft sein.

Die einfachsten Verhältnisse bieten die Solen, die Jodquellen, die Bitterwasser- und wohl auch einzelne Schwefelquellen dar. Diese Quellen enthalten zumeist Bestandteile, die von gewöhnlichem reinen Wasser leicht gelöst werden können. Wo demnach Wasseradern salz-, jod-, bitter-salz- oder schwefelsalzführende Schichten oder Gesteine passieren, werden sie die betreffenden Stoffe in Lösung bringen und, wenn ihnen der geologische Bau des Bodens und die hydrostatischen Verhältnisse einen Austritt an die Oberfläche gestatten, als Mineralquellen der genannten Art hervorsprudeln. Derartige Quellen sind in ihrer topographischen Verteilung an das Streichen der Schichtglieder geknüpft, die ihnen die bezeichneten Mineralbestandteile liefern.

Um andere Mineralstoffe, namentlich Alkalien, zu lösen, reicht die Kraft des reinen Wassers nicht aus, steigert sich jedoch in genügendem Maße, wenn es Kohlensäure enthält. Je mehr Kohlensäure einer im Gebirge umgehenden Wasserströmung zur Verfügung steht, um so mehr wird sie im stande sein, sich mit Mineralstoffen zu bereichern. Kohlensäurehaltige Mineralquellen, die verschiedenen Arten von Sauerlingen werden daher an solchen Stellen zur Bildung gelangen, wo größere Mengen von Kohlensäure entbunden und vom Wasser aufgesaugt werden. Diese

Bedingungen sind vornehmlich in vulkanischen Gegenden, in der Umgebung tätiger oder erloschener Vulkane gegeben. In allen vulkanischen Gebieten gibt es Stellen, wo stets Kohlensäure-Ausströmungen stattfinden. Nach jeder Eruption, wenn die vulkanische Tätigkeit wieder zur Ruhe gekommen zu sein scheint, machen sich als Nachzügler der vulkanischen Erscheinungen Exhalationen von Schwefeldämpfen und Kohlensäure geltend. die Solfataren und Mofetten. In vulkanischen Gebieten, wo die eruptive Tätigkeit augenblicklich erloschen ist, erscheinen Solfataren und Rosetten als die letzten Äußerungen der in größerer Tiefe schlummernden Kräfte. Noch ein zweites Moment ist für die Entstehung von Mineralquellen in vulkanischen Distrikten günstig: das Vorhandensein tief gehender Spalten, die den Austritt der umkreisenden Wasser an die Oberfläche begünstigen- Kommt eine unterirdische Wasserströmung mit einer Mofette in Berührung, so wird sie mit Kohlensäure gesättigt und dadurch befähigt, auf ihrem Wege nach oben reichlich Mineralbestandteile aus den Spaltwänden zu lösen, deren chemische Zusammensetzung von der Beschaffenheit der Gesteine abhängt, in denen die Quellspalte liegt.

Fast nie tritt an einem bestimmten Orte nur eine Mineralquelle auf- Stets ist eine Reihe oder Gruppe von Quellen vorhanden, da das Wasser verschiedene Teile einer Spalte oder eines Spaltensystems zum Ausfluß benutzt- Hemmt man den Quellenausfluß an einer bestimmten Stelle, so wird dadurch die Menge ausfließenden Wassers in der Nachbarschaft größer- Oft findet die Teilung der Quellen erst in den obersten alluvialen Lagen statt- Man bemerkt in der Tat, daß die Sauerlinge in ihrem Vorkommen geradezu an die vulkanischen Gegenden gebunden sind: so die Quellen auf dem Zentralplateau von Frankreich, in Oberungarn und Siebenbürgen, in dem großen Gürtel vulkanischer Durchbrüche, der sich durch ganz Mitteldeutschland, die Eifel, den Taunus, Westerwald, Vogelsberg bis nach Nordböhmen und den Sudetenländern hinzieht- Trifft eine Wasserströmung mit einer Solfatare zusammen, so ist die Bedingung für die Entstehung gewisser Schwefelquellen gegeben.

Vulkanische Gegenden zeichnen sich ferner auch durch das Vorhandensein heißer Quellen aus- Allgemein bekannt sind die heißen Springquellen auf Island, Neuseeland, im nordamerikanischen Nationalpark (s. die Tafel bei S- 543). Aber auch der erwähnte mitteldeutsche vulkanische Gürtel ist von einer Reihe von heißen Quellen begleitet, wie die in Aachen-Burtscheid mit 62° R-, Schlangenbad 23°, Ems 44°, Wiesbaden 51°, Soden 19—22°, Nauheim 24°, Karlsbad 59°, Teplitz 21—38°, Warmbrunn 28°, Landeck 23° R- Da in vulkanischen Gegenden Spalten vorhanden sind, die in jene Tiefen hinabreichen, wo die Erdwärme bereits die Siedetemperatur besitzt, und noch tiefer, so können Wasser unter hohem Druck in diese Tiefen hinab gelangen und in heißem Zustand als Thermen wieder auftauchen- Häufig zeigen indessen die heißen Quellen keine lokalen Beziehungen zu vulkanischen Gebieten- Sie liegen, wie die von Gastein (39-38° R-) oder Bormio (31° R-), in kristallinen Gesteinen oder treten aus geschichtetem Gebirge hervor, wie die von Baden bei Wien- Dann verdanken sie ihr Vorhandensein besonders tief gehenden Spalten und Brüchen, die das feste Gesteinsgerüst der Erde infolge der mit der Gebirgsbildung zusammenhängenden Massenbewegung erhalten hat. Manchmal zeigt eine Reihe von Quellen die Richtung der Thermenspalte an, wie die Thermenlinie von Baden bei Wien. Thermen können eine sehr verschiedenartige Mineralführung besitzen; nur selten gehören sie zu den indifferenten Wassern, ohne namhafte mineralische Beimengung- Ein gewisser Zusammenhang zwischen der Temperatur und der chemischen Zusammensetzung ist zuweilen unverkennbar. Schwefelwasser und salinische Quellen können ebensogut mit niederer wie mit hoher Temperatur Vorkommen. Dagegen sind die besonders kalkreichen oder kieselsäurereichen Quellen stets Thermen; denn nur heißes Wasser kann eine so große Menge der betreffenden Mineralbestandteile in Lösung erhalten, die abgeschieden werden, sobald die Temperatur beim Ausfließen der Thermen sinkt und die gebundene Kohlensäure frei wird. Als Beispiele heißer Kieselquellen seien die Quellen

aus Island, Neuseeland, am Yellowstone-Flusse genannt, als Beispiele von kalkreichen Thermen: Karlsbad, Pisa, Lucca, Lenk, Vignone. Säuerlinge sind meist relative Thermen, d. h. sie übertreffen die durchschnittliche Jahrestemperatur der Luft, wo sie austreten, um eine gewisse, gewöhnlich nicht große Anzahl von Wärmegraden. Eisen- und Bitterwasser erscheinen meist als kalte Quellenlinien den Mineralstoffen der Heilquellen unterscheidet man zunächst flüchtige, gasförmige und gelöste fixe Bestandteile. Unter den flüchtigen sind in erster Linie Kohlensäure bei den Säuerlingen und Schwefelwasserstoff bei Schwefelwassern hervorzuheben; Sauerstoff und Stickstoff spielen nur eine ganz untergeordnete Rolle. Die fixen Bestandteile sind: Salzbilder (Chlor, Brom, Jod, Fluor, Schwefel), Säuren (Kohlensäure, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure), Basen (Natron, Kali, Kalk, Magnesia, Tonerde, Eisenoxydul) und organische Substanzen (Quellsäure, Quellsatzsäure, Humin). Minimal kommt noch eine große Anzahl von Stoffen vor, die oft nur durch genaue Untersuchungen nachzuweisen sind, wie Lithion, Selen, Cäsium, Rubidium, Strontium, Barium, Kupfer, Arsen, Zinn, Zink, Antimon, Mangan, Borsäure. Diese Stoffe treten zu Verbindungen zusammen, unter denen die Karbonate, Sulfate und Chloride die verbreitetsten sind.

Nach der chemischen Zusammensetzung teilt man die Mineralquellen in eine Reihe von Gruppen, deren unifangreichste die alkalischen Wasser bilden. Hierher zählt man alle Quellen, die sich vorwiegend durch einen Gehalt an Natriumkarbonat und Kohlensäure auszeichnen. Sie sind farb- und geruchlos, und ihr Geschmack ist prickelnd bei vorherrschender Kohlensäure, laugenhaft durch kohlen-saures Natron, tintenartig durch viel kohlen-saures Eisenoxydul. Die alkalischen Quellen sind fast immer relative Thermen, Quellen mit konstanter Temperatur, können aber auch die Natur von Thermen im gewöhnlichen Sinne annehmen. Sie zerfallen in mehrere Untergruppen. Die einfachen Säuerlinge sind an fixen Bestandteilen arm und gleichzeitig reich an Kohlensäure. Alkalische Säuerlinge nennt man solche, die bei einem großen Reichtum an Kohlensäure auch viel fixe Bestandteile, darunter namentlich kohlen-saures Natron, enthalten, wie Gießhübl, Bilin, Faihingen, die Therme Vichy etc. Die Eisensäuerlinge führen ihren Namen von dem hohen Eisengehalt, der sie nebst der Kohlensäure und dem kohlen-sauren Natron auszeichnet. Als Beispiele seien aufgeführt: Recoaro, Reinerz, Altwasser, Bartfeld, Krynica etc. Enthalten alkalische Quellen nebst kohlen-saurem Natron und Kohlensäure noch namhafte Mengen von Kochsalz, wie die Quellen von Selters, die Konstantinquelle in Gleichenberg, die Therme von Ems, so bezeichnet man sie als alkalisch-muriatische Quellen. Und weisen sie nebst kohlen-saurem Natron eine erhebliche Menge von Glaubersalz, Natronsulfat, auf, so bilden sie die alkalisch-salinischen Quellen, als deren hervorragendste Repräsentanten Marienbad, Franzensbad, Rohitsch, Elster, Rippoldsau und die Therme von Karlsbad genannt werden können.

Die zweite Gruppe besteht aus den Kochsalzwassern. Beträgt ihr spezifisches Gewicht mehr als 1,05, so werden sie schon zur Kochsalzgewinnung verwendet und Solen genannt. Die Hauptbestandteile sind nebst dem Kochsalz Chlormagnesium, Chlorcalcium und Natronsulfat. Man unterscheidet natürliche Solen, wie die von Halle, Käsen, Wieliczka, Drohobycz etc., und künstlich erbohrte, wie die von Rehme, Ariern, Nauheim, Ischl, Reichenhall etc. Bei geringerem Salzgehalt spricht man von einfachen Kochsalzquellen, wie Homburg, Kissingen, Wiesbaden, Baden-Baden, Soden, Cannstatt, der künstlich erbohrte Solsprudel von Kissingen etc. Eine bemerkenswerte Abteilung der salinischen Wasser bilden die jod- und bromhaltigen Kochsalzquellen, die ausgezeichnet sind durch starken Gehalt an Jod und Brom, zwei Stoffen, die im Meerwasser und namentlich in Meerpflanzen aufgespeichert sind, und deren Zusammenvorkommen mit Steinsalz daher leicht erklärlich ist: wie Hall in Oberösterreich, Roy-Darkau in Österreichisch-Schlesien, Ivonicz in Galizien, Castrocaro in Toskana, Heilbronn, Kreuznach, Zaizon in Siebenbürgen und die Therme Lippik in Slawonien.

Die dritte Hauptgruppe sind die Bitterwasser, die durch einen hohen Gehalt an schwefelsaurem Natron und schwefelsaurer Magnesia gekennzeichnet werden und einen unangenehmen bitter-salzigen Geschmack besitzen. Die Wasser von Püllna, Saldschitz, Sedlitz in Böhmen, Gran, Ofen in Ungarn, Epsom in England sind die bekanntesten dieser Klaffe von Mineralwassern.

Als vierte Gruppe reihen sich die Schwefelwasser an, die freien Schwefelwasserstoff und' eine Schwefelverbindung, meist Schwefelnatrium oder Schwefelkalzium, als normalen Bestandteil in Lösung enthalten; außerdem führen sie häufig schwefelsauren Kalk (Baden bei Wien, Eilsen) oder Kochsalz (Aachen, Mehadia). Sie sind bald kalte Quellen, wie Eilsen, Weilbach, Neundorf etc., bald heiße, wie Aachen, Burtscheid, Baden bei Wien, die ungarischen Quellen Harkany, Pistyan, Trentschin-Teplitz, Krapina, Mehadia und die Pyrenäenquellen Baresges, Eaux-Bonnes und manche andere.

Als Eisenwasser bezeichnet man jene Quellen, die mindestens Ve Gran Eisen im Pfunde enthalten und durch hohen Eisengehalt bei geringer Menge anderer fixer Bestandteile ausgezeichnet sind. Alexisbad, Ratzes in Tirol, Parad, Pyrmont, Spaa, Schwalbach, die ungarischen Thermen Szliacs (18—25° N.) und Vichnye (32° R.) mögen als Beispiele dienen. Eine weitere kleine Gruppe bilden die erdigen Mineralquellen mit einem vorwaltenden Gehalt an schwefelsaurem oder kohlen-saurem Kalk. Hierher gehören die Thermen Lucca, Bath, Aix, Lenk, die kalten Quellen Lippspringe, Rehbürg etc. Die letzte Gruppe endlich sind die indifferenten Thermen, bei denen die Summe der fixen Bestandteile 5 Gran im Pfunde nicht übersteigt. Sie haben, mit unseren jetzigen wissenschaftlichen Hilfsmitteln untersucht, keine anderen Eigenschaften als gewöhnliches erhitztes Wasser und erweisen doch ausgezeichnete Heilwirkungen. Als Beispiele sind unter anderen anzuführen: Gastein, Tüffer, Neuhaus, Pfäfers, Wildbad, Schlangenbad und Teplitz-Schönau.



[559]

11. Die brennbaren Minerale.

Inhalt: Die Kohle. Historisches. Entstehung der Kohlenlager. Chemische Zusammensetzung, mikroskopische Beschaffenheit. Torf, Braunkohle, Steinkohle. Anthrazit. Mineralische Begleiter. Kohlenlager. Vulkanische Durchbrüche. Kohlen im Silur und Devon, Kohlen der Steinkohlenformation. Kohlen in den jüngeren paläozoischen und den mesozoischen Formationen. Braunkohlen der Tertiärzeit. Englands Produktion. Statistik. — Die Kohlenwasserstoffe. Historisches. Petroleum. Asphalt. Ozokerit. Entstehung und Destillation des Erdöls. Produktion.

Keine andere Gruppe von nutzbaren Mineralen, mit Ausnahme des Eisens, spielt gegenwärtig eins so hervorragende Rolle wie die fossilen Brennstoffe. Kohlen und Kohlenwasserstoffe liefern uns Licht und Wärme, und diese sind nächst der Nahrung die wichtigsten Lebensbedingungen des Menschen. Frei werdende Wärme vermögen wir mittels der Dampfmaschinen und anderer Motoren unmittelbar, zu jeder Zeit und an jedem Orte in lebendige Kraft umzusetzen, erhalten hiermit die Grundlage jeglicher größerer gewerblicher Tätigkeit und sehen die Grundbedingung für den Weltverkehr, für den Massentransport von Menschen und Waren erfüllt. Fast alle modernen Industriezweige, denen wir tausenderlei Annehmlichkeiten und Erleichterungen der

Lebensführung verdanken, hängen mehr oder minder von der Kohle ab. Hauptsächlich aber haben die Steinkohlen unmittelbaren Einfluß auf die Verarbeitung des Eisens. Bei der großen Bedeutung, die demnach der Kohle und den übrigen fossilen Brennstoffen im Haushalte der Menschheit zukommt, bedarf es wohl keiner Rechtfertigung, wenn der Besprechung gerade dieser Mineralstoffe hier ein etwas größerer Raum zugestanden worden ist.

Ein so auffallender Mineralkörper wie die Kohle konnte sich der Aufmerksamkeit der Menschen nicht lange entziehen. Aus einzelnen Stellen der auf uns gekommenen Schriften von Aristoteles und Theophrast geht hervor, daß die Mineralkohle, und zwar wahrscheinlich als Braunkohle, schon im klassischen Altertum bekannt war. In Britannien, dem steinkohlenreichsten Gebiete das die Römer in den Bereich ihrer Weltherrschaft einbezogen hatten, schreibt man gewisse, durch besondere Regelmäßigkeit ausgezeichnete Kohlenbergwerke bei Ligan in Lancashire römischer Tätigkeit zu. In demselben Lande haben aber auch archäologische Funde erwiesen, daß hier schon in prähistorischer Zeit Kohlenbergbau betrieben wurde. So fand man Feuersteingeräte im Ausstreichen der Kohlenflöze von Monmouthshire sowie Steinhämmer und Feuersteinkeile in uralten Banen des Kohlenfeldes von Leicestershire, Noch mehrere andere Funde gewähren für eine sehr frühe Ausbeutung und Benutzung der Kohle durch den prähistorischen Menschen volle Gewißheit, Wie in vorrömischer und römischer Zeit, war Britannien auch im Mittelalter in Bezug auf die Kohlengewinnung den anderen Ländern Europas voran. Man bediente sich der Kohle sowohl für den Hausgebrauch als auch namentlich für die Schmiedewerkstätten, Wenn man die Steinkohle auch zeitweilig des Übeln Geruches wegen und aus Furcht vor schädlicher „Verpestung der Luft“ zu verdrängen suchte, so nahm ihr Gebrauch doch immer mehr überhand und übte in England schon frühzeitig auf die Entwicklung der Industrie einen günstigen Einfluß aus. Der kohlenärmere Kontinent hat bis jetzt noch keine Anhaltspunkte für prähistorische Kohlengewinnung geliefert; doch liegen zahlreiche Angaben über die Verwendung der Mineralkohle aus dem Mittelalter vor. Am frühesten erscheint das Zwickauer Kohlenrevier durch die slawischen Sorben aufgeschlossen worden zu sein, während das belgische und westfälische Kohlenfeld etwas später (im 11. und 14. Jahrhundert) bekannt wurde. Den wahren volkswirtschaftlichen Wert der Kohle hat man allerdings erst im Beginne dieses Jahrhunderts erkannt, als man die Dampfmaschine würdigen lernte, und seither ist der Kohlenverbrauch in allen Kulturländern im fortwährenden Steigen begriffen.

Viel älter als in Europa ist aller Wahrscheinlichkeit nach der Kohlenbergbau in China, dem uralten Kulturlands des Ostens. Als Marco Polo im 13. Jahrhundert China bereiste, fand er in diesem an Kohlen so überreichen und dabei holzarmen Lande die Mineralkohle allenthalben in ausgedehntem Gebrauche, so daß es bei dem hohen Alter der Kultur der Chinesen, der bedeutenden Größe und Zahl ihrer volkreichen Städte wahrscheinlich ist, daß dieses Volk den Wert der Steinkohle schon früh erkannt hatte, viel früher als die europäischen Völker,

Über die Entstehung der Steinkohle huldigte man früher zum Teil den abenteuerlichsten Anschauungen, Manche brachten die Kohlen mit den vulkanischen Erscheinungen, andere mit vorausgesetzten Emanationen von Erdöl und Bitumen in Zusammenhang, Und doch hat Scheuchzer schon im Anfang des vorigen Jahrhunderts richtig erkannt, daß zwischen den die Kohlenflöze so häufig begleitenden Pflanzenresten und der Kohle selbst eine ursächliche Verbindung bestehen müsse, Beroldingen erklärte 1778 die Steinkohle vollends für ein Umwandlungsprodukt von Braunkohle und Torf und sprach damit jene Anschauung aus, die die Wissenschaft von heute im wesentlichen als richtig erkannt hat. Während so einerseits der Scharfblick einzelner Forscher schon frühzeitig das Richtige halb geahnt, halb erkannt hat, fehlt es andererseits bis in die neuere Zeit nicht an zeitweilig auftauchenden Stimmen, die abweichenden Anschauungen das Wort

reden. Da die Entstehung der Kohle auf S, 148—149 erörtert worden ist, erübrigt hier nur eine Zusammenfassung der früheren Auseinandersetzungen.

Die Kohlen müssen ihrer Entstehung nach auf ehemaliges Pflanzenmaterial zurückgeführt werden, wofür namentlich die mikroskopischen Untersuchungen der jüngsten Zeit die letzten entscheidenden Beweise beigebracht haben, Marine Pflanzen, Seetange, können die Kohlenbildung nicht veranlaßt haben, sondern Landpflanzen, In manchen Fällen mögen zusammengeschwemmte Holzmengen und Bruchstücke von Pflanzen zur Bildung von Kohle geführt haben. Dies wird, wie Ochsenuis betont hat, namentlich dort eingetreten sein, wo durch das Vorhandensein einer Barre im Wasserlauf eine Sonderung des mechanischen Sediments vom vegetabilen ermöglicht war. Im allgemeinen werden aber diese Bildungsbedingungen nur selten eintreffen und auch dann nur zur Entstehung kleinerer Lager führen; die größte Anzahl und namentlich die weit ausgedehnten, regelmäßigen Kohlenflözbildungen sind ausschließlich einem an Ort und Stelle erstandenen, vieljährigen Pflanzenwuchse zuzuschreiben. Die oft viele Meilen weite Verbreitung der Kohlenflöze, ihre oftmaligen Wiederholungen, ihr stetes Wechsellagern mit Themen, Schiefem, Sandsteinen und Konglomeraten lehrt, daß die Kohlenbildung in flachen, weit ausgedehnten Inlandsbecken vor sich gegangen ist, die zeitweilig mit einer reichen Sumpfvegetation nach Art der Torfmoore, der nordamerikanischen Swamps oder der tropischen Mangrovesümpfe versehen waren, zu anderen Zeiten aber Inlandseen gebildet haben, in die einmündende Flüsse Sand, Schlamm und Gerölls zuführten. Die Sumpfvegetation lieferte im Verlaufe vieler Pflanzengenerationen das Material für die Kohlenflözbildung, während das von den Flüssen herbeigebrachte mechanische Sediment die Sandsteine, Tone, Schiefer und Konglomerate bildete, die die einzelnen Flöze voneinander trennen. Der Umstand, daß in manchen Gegenden über hundert einzelne Flöze bekannt sind, zwingt uns zu der Annahme, daß in diesen Inlandsbecken ein häufiger Wechsel der Verhältnisse stattfand. Daß die Braunkohlen der Tertiärzeit und des Diluviums aus ehemaligen Torfmooren und Sumpfwäldern hervorgegangen sind, ergibt sich aus der Beschaffenheit der Vegetation der Braunkohle, ihrer Lagerung und der

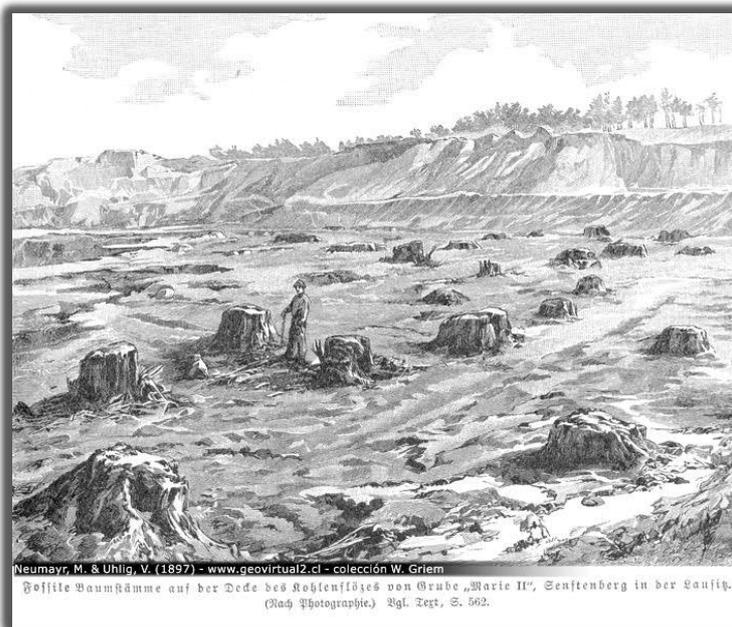


Abb. 21: Fossile Baumstümpfe auf der Decke des Kohleflözes Grube Marie II in der Lausitz.

Art ihres Vorkommens. Von der Braunkohle zur echten Steinkohle der älteren geologischen Formationen und dem Anthrazit führt aber eine solche Kette von Übergängen, daß man notgedrungen für alle ausgedehnten Kohlenflözbildungen eine übereinstimmende Entstehung in der angedeuteten Weise annehmen muß. Könnte an der Richtigkeit dieser Anschauung noch ein Zweifel bestehen, so würde er durch das häufige Vorkommen aufrechter fossiler Baumstämme, namentlich aber durch Aufschlüsse, wie sie die Tagebaue auf Braunkohle in der Görlitzer Gegend erkennen lassen, beseitigt werden (s. Abbildung 21). Sowohl an der Decke wie an der Sohle der

Braunkohle werden hier durch den Bergbau zahlreiche Baumstümpfe der Sumpfyzypresse (*Taxodium distichum miocaenicum*) bloßgelegt, derselben Pflanze, die auch in den nordamerikanischen Swamps die Hauptrolle spielt. Somit ist der handgreifliche Beweis geliefert, daß hier die Braunkohle durch eine Sumpfvegetation nach Art der Swamps entstanden ist.

Auch in chemischer Hinsicht findet ein vollkommener und allmählicher Übergang in der Zusammensetzung von der frischen Pflanzenfaser bis zum Anthrazit statt. So wie die lebenden Pflanzen, bestehen auch alle Mineralkohlen aus den Grundstoffen: Kohlenstoff (C), Wasserstoff (H), Sauerstoff (O) und Stickstoff (N), und in geringer Menge auch aus Schwefel; nur die Quantitäten der einzelnen Elemente weichen ab. Die Mineralkohlen sind durch stärkeres Vorwiegen des Kohlenstoffes bei schwächerer Vertretung von Wasserstoff und Sauerstoff ausgezeichnet, während die Pflanzenfaser einen relativ größeren Reichtum an diesen beiden Elementen aufweist. Es läßt sich dabei eine gesetzmäßige Zunahme des Kohlenstoffes von der Holzfaser zum Torfe, zur Braunkohle, Steinkohle und dem Anthrazit verfolgen bei gleichzeitiger Abnahme von Sauerstoff und Wasserstoff, wie dies aus den Durchschnittszahlen der folgenden Tabelle deutlich wird.

	C	H	O	N
Holzfaser	50	6	43	1
Torf (rezent und diluvial)	59	6	43	2
Braunkohle (diluvial und tertiär)	69	5,5	25	0,8
Steinkohle (mesozoisch und paläozoisch)	82	5	13	0,8
Anthrazit	95	2,5	2,5	spur

Neumayr & Uhlig, 1897 – www.geovirtual2.cl

Demnach besteht der Verkohlungsprozeß im wesentlichen in einer stetigen Bereicherung mit Kohlenstoff, die durch den gleichzeitigen Abgang von Sauerstoff und Wasserstoff hervorgebracht wird. Im allgemeinen wächst die Verkohlung mit zunehmendem geologischen Alter, obwohl diese Regel keineswegs ausnahmslos ist. Als Schlußergebnis der Verkohlung hat man wohl den im archaischen Gebirge vorkommenden Graphit zu betrachten, der des Sauerstoffes und Wasserstoffes vollkommen verlustig gegangen ist und nur noch aus reinem Kohlenstoff besteht.

Wir wissen, daß die abgestorbenen Pflanzenkörper unter der Einwirkung des atmosphärischen Sauerstoffes einer Zersetzung unterworfen sind, die zur Bildung von Wasser und verschiedenen Kohlenwasserstoffverbindungen und schließlich zur vollkommenen Vermoderung des Pflanzenkörpers führt. Anders gestalten sich die Verhältnisse, wenn die Zersetzung der Pflanzenstoffe durch den Sauerstoff der Luft wohl eingeleitet wird, jedoch noch rechtzeitig ein teilweiser oder völliger Abschluß der vegetabilen Masse von der Luft stattfindet, wie dies bei dem Verkohlungsprozeß der Fall ist. Die einmal angeregte Bewegung und Umlagerung der Atome wird wohl fortgesetzt werden; aber nur die Bestandteile der Pflanzenstoffe werden sich untereinander verbinden können, indem ein Teil des Sauerstoffes mit Kohlenstoff zu Kohlensäure, ein anderer mit Wasserstoff zu Wasser Zusammentritt, während ein Teil des Wasserstoffes mit Kohlenstoff verschiedene Kohlenwasserstoffverbindungen bildet. Diese neuentstandenen Verbindungen werden zu entweichen suchen, während der Kohlenstoff unter Zurückbleiben einer geringeren Menge von Sauerstoff und Wasserstoff eine verhältnismäßig fortschreitende Bereicherung erfahren muß. Der Zersetzungsprozeß schreitet im allgemeinen nur langsam vorwärts. Trotz des hohen Alters so vieler Kohlenablagerungen geht er auch heute noch von statten, wie dies die gasförmigen Kohlenwasserstoffverbindungen (meist H_2C ; Sumpfgas, schlagende Wetter) und

die Kohlensäure (Schwaden) beweisen, die so häufig zum Unglück des Bergmannes aus den Kohlenflözen ausströmen.

So einfach und klar sich der Verkohlungs Vorgang in seinen Grundzügen darstellt, so erheben sich doch bedeutende Schwierigkeiten, wenn man es versucht, in den verwickelten Chemismus der Verkohlung noch näher einzugehen oder die Natur der chemischen Verbindung festzustellen, die uns in der Kohle vorliegt. Hierin scheint nur so viel festzustehen, das in den Steinkohlen freier Kohlenstoff nicht vorhanden ist, sondern dieser seiner ganzen Menge nach an gewisse Quantitäten von Sauerstoff und Wasserstoff gebunden ist. Jede Kohle stellt nach Baltzer eine Verbindung von Kohlenstoff mit Wasser- und Sauerstoff oder noch wahrscheinlicher ein Gemenge von verwandten derartigen Verbindungen dar. Suchte man einerseits aus chemischem Wege die wahre Natur der Kohle zu ergründen, so nahm man andererseits zu diesem Zwecke das Mikroskop zu Hilfe, mittels dessen namentlich v. Gümbel bewies, daß in der Steinkohle der organische Zellenbau der ihr zu Grunde liegenden Pflanzen durch und durch erkennbar erhalten ist.

Man nimmt vielfach an, daß hoher Druck und die dadurch hervorgerufene höhere Temperatur einen beschleunigenden Einfluß auf die Kohlenbildung auszuüben vermag, wie dies Laboratoriumsversuche im kleinen erweisen. So können auch in der Natur Verwerfungen und Störungen des Gebirgsbaues und der bei der Faltung der Gebirge ausgeübte Druck die Verkohlung begünstigen und die mehrfachen Zerreißen der Flöze durch Zutritt des Sauerstoffes eine raschere Zersetzung herbeiführen. In der Tat gibt es hierfür schöne Beispiele. So sind die Kohlen des gefalteten Alleghenygebirges in Pennsylvanien durchweg in Anthrazit verwandelt, während die horizontal liegenden gleichaltrigen Flöze westlich davon aus gewöhnlicher bituminöser Steinkohle bestehen. Ebenso sind die Flöze der Kohlenformation in den stark gefalteten Alpen in anthrazitische Kohle umgewandelt, während andererseits die Kohle aus horizontal liegender Formation von Zentralrußland eine braunkohlenartige Beschaffenheit zeigt. Gümbel dagegen hebt hervor, daß die Pflanzensubstanz der Kohlen und Anthrazite nach der mikroskopischen Beschaffenheit der Zellen keine beträchtlich höhere Pressung erlitten haben konnte, als etwa die sein mag, die die tieferen Lagen eines Torfmoores durch die darauf lastende Torfmasse auszuhalten haben. Auch weist er darauf hin, daß man zuweilen Anthrazitflöze zwischen gewöhnlichen Kohlenflözen vorfindet, und daß oft in den am stärksten gestörten und zerrissenen Flözteilen keine anthrazitischen Abänderungen zum Vorschein kommen.

Der Torf, das jüngste und am wenigsten veränderte Glied der Kohlenreihe, bildet ein dichtes Gemenge abgestorbener, teilweise zersetzter Sumpfpflanzen. Wo sich nur immer stagnierendes Wasser in größeren, tief gelegenen Mulden ansammeln kann, da entsteht bei genügender Feuchtigkeit der Luft bald eine Sumpfvegetation, die allmählich abstirbt und neuen Generationen Raum gibt, die ihrerseits wieder mit ihren Leichen die früheren Reste decken. So bildet sich eine bald mehr, bald minder mächtige Lage vegetabilen Torfes, dessen Beschaffenheit von der Dauer der Zersetzung, hauptsächlich aber von der Natur der ihn zusammensetzenden Pflanzen abhängt. Vornehmlich setzen Sphagnum-Arten den Moostorf zusammen, während der Heidetorf zumeist aus Erica tetralix und Calluna vulgaris gebildet wird. Nach Art des Vorkommens, der Zusammensetzung und der technischen Verwertung hat man zahlreiche Abarten von Torf unterschieden. In chemischer Beziehung zeichnet sich der Torf vor der Pflanzenfaser durch höheren Kohlenstoffgehalt aus, während die Sauerstoff- und Wasserstoffmenge dieselbe ist. Der Aschengehalt ist höher als bei der Pflanzenfaser, wahrscheinlich infolge mechanischer Beimengung erdiger Bestandteile. Die räumliche Ausdehnung mancher Torfmoore ist so beträchtlich, daß sie den Vergleich mit vielen Kohlenfeldern gut besteht. Das große Torfmoor, das sich zwischen der ostfriesischen Geest und den Marschen am Dollart ausdehnt, hat eine Oberfläche von

50—60 Quadratmeilen, und einen noch größeren Raum nehmen die Moore Irlands ein. Die Mächtigkeit der Torfbildungen ist verschieden: sie schwankt, soviel bekannt, zwischen 1 und 12 m. Nicht selten läßt der Torf eine Art Schichtung oder einen lagenweisen Wechsel verschiedener Torfmassen erkennen. An vielen Stellen dauert die Torfbildung seit der Diluvialzeit bis in die Gegenwart fort; oft kann der Torf der gegenwärtigen Periode von dem der Diluvialzeit räumlich nur zur Not geschieden werden. Den vollkommenen Übergang vom Torfe zur echten tertiären Braunkohle bildet nach Gümbel die Schieferkohle, die im Diluvium der Nordalpen vorkommt. In einer teils lockeren, torfähnlichen, teils dichten Hauptmasse liegen zahlreiche Ast- und Stammstücke von Koniferen, Birken und Weiden, die bereits die Beschaffenheit tertiärer Lignite (holzige Braunkohle) aufweisen, während sich die Hauptmasse noch in torfähnlichem Ausbildungszustand befindet. Von der diluvialen Schieferkohle zur echten tertiären Braunkohle ist demnach nur noch ein Schritt.

Die Braunkohle hat eine licht- bis dunkelbraune Farbe und einen matten Glanz. Sie ist bald dicht, bald schieferig, holzartig oder erdig und läßt die Pflanzentextur häufig schon mit freiem Auge erkennen. Die Braunkohle besitzt in der Regel einen braunen Strich, liefert bei der trockenen Destillation stets freie oder an Ammoniak gebundene Essigsäure und bräunt Ätzkalilösung beim Erwärmen, während die Steinkohle einen schwarzen Strich hat, bei der trockenen Destillation nur freies Ammoniak abgibt und Ätzkali nicht braun färbt. Diese unterscheidenden Eigenschaften gelten aber nur für die Hauptmassen der Braun- und Steinkohlen und haben keineswegs durchschlagende Bedeutung. Der Gehalt verschiedener Braunkohlen an Kohlenstoff, Sauerstoff, Wasserstoff, Stickstoff und den Aschenbestandteilen bewegt sich innerhalb gewisser Grenzen, für die sich aus einer größeren Anzahl von Einzelanalysen folgende Zahlen ergeben:

Kohlenstoff 50—77 Proz., durchschn. 63 Proz.
Wasserstoff 3—5 Proz.

Sauerstoff 26—37 Proz., durchschn. 32 Proz.
Stickstoff 0—2 Proz.

Wie in der chemischen Zusammensetzung, so weisen die Braunkohlen auch in Bezug auf die Struktur und die Gesamtbeschaffenheit mancherlei Verschiedenheiten auf, die zur Aufstellung von „Arten“ und „Varietäten“ geführt haben. Die holzige Braunkohle oder Lignit bildet derbe Massen mit noch deutlicher Holztextur, in der zuweilen die einzelnen Stämme und Äste noch unterscheidbar sind. Die gewöhnliche und typische Braunkohle ist derb, mehr oder weniger fest und dicht und zeigt einen flachmuscheligen oder unebenen Bruch. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß an der Zusammensetzung der typischen Braunkohle Gräser und Moose einen hervorragenden Anteil nehmen. Die Glanz- oder Pechkohle (Salonkohle) bildet eine schwarze, pechartig glänzende Kohle, die nach Gümbel wesentlich aus Holzteilen besteht. Unter Wackkohle oder Pyropissit versteht man die gelblichweiße, zur Paraffin- und Photogenschwelerei benutzte Braunkohle, und unter Papierkohle oder Dysodil eine lockere, in papierdünne Lagen abgesonderte Braunkohle, die mit ihrem hohen Aschengehalt zur Gasbereitung geeignet ist. Endlich sei noch die Moorkohle erwähnt, die sich von der typischen Braunkohle durch höheren Aschengehalt, matten oder mangelnden Glanz, erdigen Bruch und geringeren Brennwert unterscheidet.

Wie der Übergang vom Torfe zur Braunkohle vermittelt wird, ebensowenig scharfe Unterschiede sind zwischen Braunkohle und Steinkohle vorhanden. Gewisse alttertiäre Braunkohlen nähern sich den jüngeren mesozoischen Steinkohlen so sehr, daß es unmöglich ist, scharfe Grenzen zu

ziehen. Die Zusammensetzung der echten Steinkohle ist im Durchschnitt nach Abzug der Aschenbestandteile folgende:

70—95 Prozent Kohlenstoff	4—20 Prozent Sauerstoff
3—7 Prozent Wasserstoff	1—25 -- Stickstoff

Auch die Steinkohlen lassen unter sich mancherlei Verschiedenheiten der Textur und der physikalisch-chemischen Beschaffenheit erkennen. Das Verhalten der Steinkohlen beim Verbrennen in mehr oder weniger abgeschlossenen Räumen und die davon abhängige Verwendung zu verschiedenen technischen Zwecken ergab schon frühzeitig die von Karsten aufgestellte Einteilung in Sand-, Sinter- und Backkohlen. Die Backkohlen haben die Eigentümlichkeit, beim Erhitzen im geschlossenen Raume zu erweichen, zu schmelzen und einen mehr oder weniger aufgeblähten, porösen Koks zu liefern, während sich die Sinterkohlen dabei nur wenig erweichen, nicht merklich aufblähen, fest zusammensintern und einen dichteren Koks abgeben. Die Sandkohlen dagegen zerfallen bei demselben Prozeß und geben pulverigen, mageren Koks.

Nach der Art der Flamme bei der gewöhnlichen Verbrennung unterscheidet man kurzstämmige und langflammige Kohlen. Die Backkohlen sind stets langflammig, während im allgemeinen die Sand- und Sinterkohlen bald kurz-, bald langflammig sein können. In der Praxis ist ferner auch die Unterscheidung von Gas- und Flammkohlen einerseits und Koks- und Schmiedekohlen andererseits von Bedeutung. Zu jenen gehören Kohlen, die infolge eines hohen Wasserstoffgehaltes leicht in Brand geraten, viel flüchtige Bestandteile abgeben und mit leuchtender, lange anhaltender, rußender Flamme verbrennen, während diese schwieriger in Brand zu bringen sind, eine minder leuchtende, kürzere Flamme und weniger flüchtige Bestandteile liefern. Auf welche Umstände aber das eben beschriebene verschiedenartige technische Verhalten in Schmelzbarkeit, Flammen- und Koksbildung der Kohlen zurückzuführen ist, ist gegenwärtig nur noch zum geringsten Teile richtig erkannt. Die wechselnde chemische Zusammensetzung spielt hierin gewiß eine bedeutende Rolle. Da man aber die Wahrnehmung gemacht hat, daß sich zuweilen ganz ähnlich zusammengesetzte Kohlen in technischer Hinsicht doch recht abweichend verhalten, kann ihre chemische Natur nicht die einzige Quelle dieser Erscheinungen sein.

Ebenso große Verschiedenheiten wie in technischer Hinsicht ergeben die Kohlen auch, wenn man sie nur vom rein physikalisch-chemischen Standpunkt einer näheren Prüfung und Vergleichung unterzieht. Man pflegt in dieser Hinsicht Glanz-, Matt-, Kannel-, Boghead-, Faserkohle und Brandschiefer zu unterscheiden. Die Hauptmasse der Steinkohlen wird durch die beiden ersten Kohlenalten gebildet. Die Glanzkohle führt ihren Namen nach dem lebhaften Glasglanze, der sie, verbunden mit tiefschwarzer Färbung, auszeichnet; sie besitzt ferner eine große Sprödigkeit und eine vorzügliche Spaltbarkeit. In technischer Hinsicht kann sich die Glanzkohle bald wie Back-, bald wie Sinter- und Sandkohle verhalten. Meist ist sie ärmer an Aschenbestandteilen als andere Kohlen und gibt eine gute Koksausbeute. Die Mattkohle glänzt nur wenig, ist sehr fest, läßt keine deutliche Spaltbarkeit erkennen und verhält sich stets wie Sinterkohle. Während die Glanzkohle den alleinigen Bestandteil eines Kohlenflözes bilden kann, kommt die Mattkohle niemals allein vor, sondern erscheint stets in Gesellschaft mit Glanzkohle, indem sie in einem und demselben Kohlenflöz lagenweise mit der Glanzkohle wechselt (Streifkohle). Der Mattkohle steht nahe die Kannelkohle, die sich durch ebenflächigen oder flachmuscheligen Bruch, grau- bis samtschwarze Färbung, Politurfähigkeit und große Festigkeit auszeichnet. Vermöge ihres hohen Wasserstoffgehaltes ist sie leicht entzündlich und brennt, einmal angezündet, mit lebhafter Flamme fort

(daher der Name *Onnusl soancilss coal*). An die Kannelkohle läßt sich ferner die Bogheadkohle (Torbanit, Caudelit) anschließen, eine braun gefärbte, kohlige Substanz mit gelblichem Strich, die über 60 Prozent flüchtige Bestandteile und einen hohen Aschengehalt aufweist (20-30 Prozent) und daher von den Engländern nicht mehr als eigentliche Kohle anerkannt wird. Sie schließt sich jedoch geologisch so eng an die Kohlen an, daß eine Abtrennung dieses Brennstoffes von der Kohle unnatürlich wäre. Mit der Bogheadkohle ist eine Reihe von Kohlensorten verwandt, die bei reichlicher Aschenführung durch hohen Gehalt an flüchtigen Kohlenwasserstoffverbindungen ausgezeichnet und daher namentlich zur Bereitung von Leuchtgas geeignet sind: die böhmische Plattel- oder Brettelkohle, der Tasmanit von Vandiemenland, die Murajewnakohle Zentralrußlands. Unter Faserkohle endlich begreift man eine samt schwarze, abfärbende, seidengänzende Kohle, die bald nur in dünnen Lagen, bald in kleinen, scharf begrenzten Fetzen und Butzen in Kohlenflözen eingeschlossen ist. Als letzte Erscheinungsform wäre endlich noch der Brand- oder Kohlenschiefer zu erwähnen, der eigentlich nur ein mit kohligen Substanzen hochgradig imprägnierter Tonschiefer ist.

Eine noch weiter vorgeschrittene Etappe des Verkohlungsprozesses haben wir im Anthrazit zu erblicken, der in seiner typischen Form eine dichte, eisenschwarze, metallartig glänzende Kohle bildet, die nach Abzug der Aschensubstanz 88—98 Prozent Kohlenstoff, 1,8—4,8 Prozent Wasserstoff, 6—7 Prozent Sauerstoff sowie Spuren von Stickstoff enthält. Der bedeutende Kohlenstoffgehalt verleiht dem Anthrazit einen großen Brenn- und Heizwert, dagegen ist er infolge des sehr niederen Gehaltes an flüchtigen Bestandteilen zur Vergasung nicht tauglich und gestattet auch die Verkokung nicht. Wie zwischen Braunkohle und Steinkohle, so bestehen auch zwischen dieser und dem Anthrazit keine scharfen Grenzen.

Außer den im vorhergehenden besprochenen Kohlensorten beteiligen sich an der Zusammensetzung der Kohlenflöze auch noch einige andere Minerale, die zwar der Masse nach keine Rolle spielen, aber auf die Beschaffenheit der Kohle doch zuweilen von einigem Einfluß sind und in genetischer Beziehung mit der Kohlenbildung zum Teile in engem Verbände stehen. Dies gilt namentlich von den Erdharzen, wie Dopplerit, Bernstein, Retinit etc., und den Erdwachsen, wie Hartit, Hatchettin, Ozokerit etc., deren Zusammenvorkommen mit Kohle bei der chemischen Verwandtschaft nicht überraschen kann. In Ausnahmefällen erscheint auch Petroleum als Begleiter von Kohlenflözen, wie dies im Kohlenrevier von Shropshire beobachtet worden ist.

Wichtiger als diese Minerale, die doch stets nur in äußerst geringen Mengen Vorkommen, sind die metallischen Begleiter der Kohlenflöze, wie das Eisenkarbonat und der Schwefelkies. Jenes tritt bald mit Ton gemengt in Form von tonigem Sphärosiderit auf und bildet dann kuchenförmige Konkretionen, die den die Kohle begleitenden Schiefertönen eingelagert sind; bald aber erscheint es als Kohleneisenstein (blackband) in innigem Gemenge mit der Kohle selbst und begleitet diese in regelmäßigen, oft weit ausgedehnten Flözen. So kommt es, daß in manchen Kohlenfeldern (in England, im Kohlenrevier an der Ruhr in Deutschland, im Liaskohlengebiet von Fünfkirchen und Steierdorf in Ungarn) aus denselben Schächten jene beiden Rohstoffe gefördert werden, die die Industrie der Gegenwart beherrschen: die Kohle und das Eisen. In vielen anderen Kohlengebieten fehlen wohl Eisenerze ebenfalls nicht, sind aber nicht in bauwürdiger Menge vorhanden. Noch häufiger, aber keineswegs erwünscht ist der zweite metallische Begleiter der Kohle, der Eisen- oder Schwefelkies (S₀82, Doppelschwefeleisen). Seine goldgelbe Färbung und sein lebhafter metallischer Glanz verraten ihn leicht aus der schwarzen Kohle, die er als Anflug überzieht oder in Konkretionen durchwächst. Beim Verbrennen schwefelkiesführender Kohlen entstehen gasförmige Schwefelverbindungen, die nicht nur übel riechen, sondern auch die Feuerungen und namentlich die Kupfer- und Messingbestandteile der Maschinen angreifen.

Durch Aufnahme atmosphärischen Sauerstoffes zerfällt der Schwefelkies leicht in Eisenvitriol und Schwefelsäure. Durch diese Neubildung, die mit Volumen-vergrößerung verbunden ist und in der Natur häufig eintritt, wird die Kohle einerseits zersprengt und zertrümmert, andererseits chemisch verändert und so in doppelter Hinsicht verschlechtert.

Die Gleichartigkeit der Entstehung der Kohlenfelder bedingt es, daß alle Kohlengebiete, welches geologische Alter sie auch immer besitzen mögen, in Bezug auf den Ban und die Ausdehnung der Kohlenflöze und die Beschaffenheit der begleitenden Gesteine vielfache gemeinsame Grundzüge aufweisen. Im einzelnen treten allerdings mannigfaltige Modifikationen ein, die von den jeweiligen örtlichen Verhältnissen abhängen. An der Zusammensetzung der Kohlenfelder beteiligen sich neben der Kohle und ihren Begleitmineralen stets dunkle Schiefer und schieferige Tone mit Pflanzenresten, die in der Regel die Kohlenflöze selbst im Hangenden und Liegenden umgeben. Namentlich an der Basis der Flöze findet sich fast stets eine tonig-schieferige Schicht, die oft noch die Wurzelstöcke der kohlenliefernden Pflanzen in ursprünglicher, natürlicher Lage enthält. In den Zwischenräumen der Flöze stellt sich in wechselnder Mächtigkeit ein feinkörniger, seltener konglomeratartiger, meist versteinungsfreier Sandstein ein, der mit dem Schiefer die Hauptmasse der kohlenführenden Gebirge bildet. Nur ausnahmsweise treten auch Kalksteine mit marinen Versteinerungen in die Zusammensetzung ein, wie in England, Belgien und Oberschlesien. Das sind dem Meere genäherte, „paralische“ Gebiete, wo zeitweilig infolge geringer Schwankungen der Niveauverhältnisse zwischen Festland und Meer kleine Transgressionen stattfanden und daher eine zeitweilige Bildung mariner Kalke oder eine Einschwemmung mariner Organismen möglich war. Andere Kohlenablagerungen, die dem Einwirkungskreise des Meeres gänzlich entrückt waren, die „limnischen“, lassen keine Spur mariner Gebilde erkennen.

Die Ausdehnung der Kohlenfelder und einzelnen Flöze wie auch deren Zahl, die Gesamtmächtigkeit der kohlenführenden Schichtenkomplexe, unterliegt natürlich großen Schwankungen. Man kann im allgemeinen sagen, daß die Kohlenreviere der Karbonperiode viel ausgedehnter sind und zahlreichere Flöze enthalten als die der jüngeren Formationen, namentlich die der Tertiärzeit. Dagegen werden die karbonischen Steinkohlenflöze von den tertiären Braunkohlenlagern an Mächtigkeit weitaus übertroffen. Während jene meist nur 1—5 m, selten 10—15 m mächtig sind, gehören bei diesen Mächtigkeiten von 15—25 m zu den gewöhnlichen Erscheinungen, und zuweilen findet selbst ein Anschwellen der Flöze bis zu 40 und sogar 50 m statt. Umgekehrt verhält es sich mit der Zahl der Flöze. Während in Braunkohlenrevieren oft nur ein oder einige wenige Flöze vorhanden sind, ist in Steinkohlenegebieten eine häufige, selbst 100—130malige Wiederholung der Flözbildung die Regel.

Der Reichtum in den kohlenführenden Schichtfolgen ist an keinerlei Regelmäßigkeit gebunden. In einem Schichtenverband gruppieren sich oft zahlreiche Kohlenflöze zu „Flözzügen“, in denen die Kohlenflöze nur durch schmale Lagerungen tauben Gesteines voneinander getrennt sind. Andere Schichtgruppen dagegen enthalten nur einzelne oder gar keine abbauwürdigen Kohlenlager und werden „Zwischenmittel“ genannt. Eine derartige Anordnung der Flöze zu Flözzügen kennt man in tertiären Braunkohlenegebieten nicht, eine natürliche Folge ihrer weniger beträchtlichen vertikalen und horizontalen Entwicklung. Für die Gesamtmächtigkeit der kohlenführenden Schichten in den karbonischen Steinkohlenfeldern sind durch den Bergbau riesige Zahlen ermittelt worden. So hat man für die produktive Kohlenformation an der Saar die Gesamtmächtigkeit von 5200 m, für das Gebiet von Südwales gar die von 7000 m und ähnlich hohe Zahlen in allen anderen Steinkohlenfeldern festgestellt.

Ebenso großartig sind die Ausmaße der Steinkohlenfelder und -Flöze der Karbonperiode in der horizontalen Richtung. Gewisse Steinkohlenflöze Westfalens bedecken einen Flächenraum von

8—10 Quadratmeilen; in England hat man einzelne Flözgruppen über einen Raum von 25 — 30 Quadratmeilen verfolgt. Noch erstaunlicher sind die Dimensionen in Nordamerika, wo z. B. das Pittsburger Flöz Pennsylvaniens nach Lyell eine Fläche von 690 Quadratmeilen Inhalt einnimmt. Die Ausdehnung der Braunkohlenreviere ist dagegen meist viel geringer. Sie beträgt zuweilen nur wenige Quadratmeilen; und es kann Vorkommen, daß die Braunkohlenlager selbst zu rein örtlichen, unbedeutenden Vorkommnissen herabsinken.

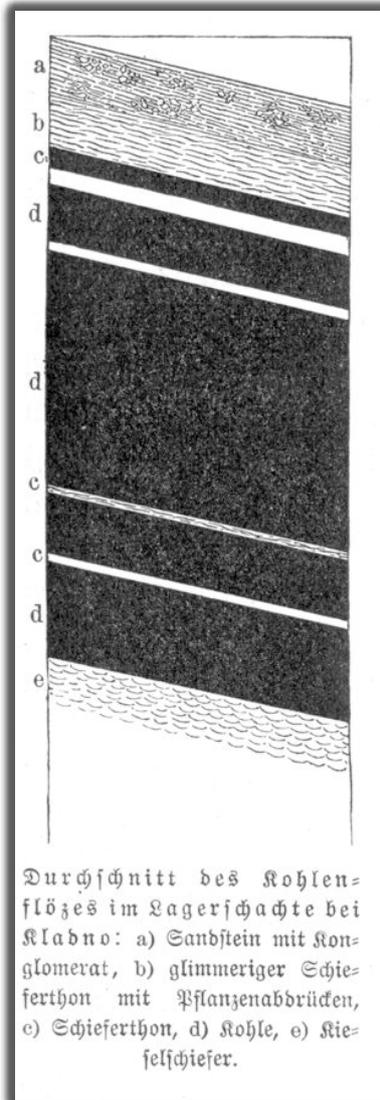


Abb. 22: Kohle von Kladno

Bei ungestörter Lagerung geben die Kohlenflöze im allgemeinen das Bild einer Reihe von parallelen Platten ab, die oft auf weite Strecken in gleicher vertikaler Entfernung verlaufen und dann in zwei verschiedenen Schächten leicht miteinander identifiziert werden können, auch wenn das zwischenliegende Gebiet nicht näher bekannt ist. Häufiger tritt aber der Fall ein, daß sich die Flöze im Streichen durch Zunahme oder Abnahme der Dicke der tauben Zwischenlagen bald voneinander entfernen, bald sich gegenseitig nähern, so daß dann eine Identifizierung mit Schwierigkeiten verbunden ist. Bei großer Mächtigkeit eines Flözes beobachtet man nicht selten die Einschaltung einer oder mehrerer dünnen, meist nur wenige Zentimeter mächtigen Lagen tauben Gesteines, die das Flöz in zwei oder mehrere Teile scheiden (s. die untenstehende Abbildung). Durch deren lokales mächtigeres Anschwellen kann zuweilen selbst eine Teilung des ursprünglich einheitlichen Flözes in zwei oder mehrere Flöze erfolgen, deren Zusammenhang erst durch genaue Verfolgung der Flözbildung in der Grube festgestellt werden kann. Ein schönes Beispiel bietet hierfür das Kohlenfeld von Südstaffordshire in England dar, wo sich das 38 Fuß mächtige Thick-coal- oder Tenyard-Flöz in neun bestimmte Flöze zerteilt, die zwar zusammengenommen die Gesamtmächtigkeit von 30 Fuß ergeben, aber durch 420 Fuß taube Zwischenmittel getrennt sind. In solchen Fällen kann manchmal in einer gewissen Entfernung von der Teilungsstelle eine abermalige Vereinigung, ein Zusammenfließen der getrennten Flözteile erfolgen; in anderen Fällen aber nehmen die tauben Zwischenlagen im Verlaufe des Streichens auf Kosten der Kohle bis zu deren völliger Verdrängung immer mehr überhand, und es tritt eine sogenannte Verlaubung oder Zerschlagung des Flözes ein. Manchmal erfolgt das Ausgehen

der Kohlenflöze einfach dadurch, daß sie immer schwächer und schwächer werden und endlich ganz verschwinden, sich „auskeilen“.

Wenn die Bildung eines Kohlenflözes nahe dem Grundgebirge erfolgt ist, so erscheint es in seinem Verlaufe von der ursprünglich unebenen Unterlage abhängig, wie dies ein Durchschnitt aus dem Kohlenrevier von Kladno in Böhmen deutlich erkennen läßt (s. die Abbildung 23). Hier schmiegt sich das Kohlenflöz allen Unebenheiten der Basis an und hat überdies noch nachträglich einige kleine Verwerfungen erlitten. Das Profil gibt außerdem ein Beispiel für jenen seltenen Fall, wo in einem Kohlenrevier der Karbonformation nur ein einziges Hauptflöz von

Kladno, eine Kleinstadt in Tschechien, Böhmen. Die Kohlegruben wurden erst um 1850 aufgeschlossen.

bedeutender Mächtigkeit (12 m) zur Entwicklung gelangt ist; neben ihm verläuft ein Hangendflöz, das nur 1/2—1 m stark ist, aber in den oben dargestellten Durchschnitt nicht hineinfällt.

Interessante Veränderungen haben die Kohlenfelder unter der Einwirkung der Gebirgsbildung erlitten. Durch den Massen- druck erscheinen die Flöze bald schlangenförmig gewunden, bald zerzogen, zerrissen oder förmlich ausgewalzt, bald sind sie zu unförmlichen, mächtigen, gerundeten Klumpen zusammengeballt (s. Abbildung 24). In diesem Falle kommt es zur Bildung abnorm mächtiger Kohlenstöcke: das Hauptflöz des Reviers von Le Creuzot weist Mächtigkeiten bis zu 60 m auf. So starke Unregelmäßigkeiten und Entstellungen, wie die kleineren Kohlenreviere in Südfrankreich aufzuweisen haben, sind, man darf wohl im Interesse der Kohlegewinnung sagen: glücklicherweise selten. Dagegen kommt es öfter zur Bildung regelmäßig gefalteter und geknickter Kohlenflöze (s. Abbildung 25). Verwerfungen fehlen selbst in dem ruhigst gelagerten Kohlenfelde wohl niemals ganz.

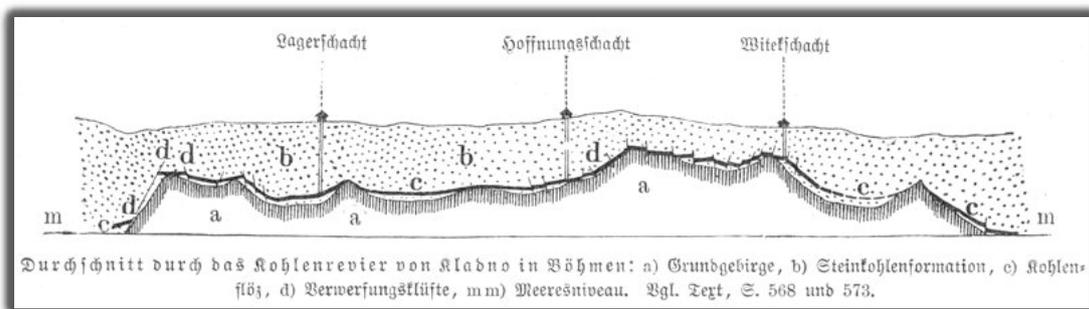


Abb. 23: Durchschnitt durch das Kohlenrevier von Kladno in Böhmen.

Weiteren wichtigen Veränderungen waren die Kohlenfelder durch die Wirksamkeit der Denudation ausgesetzt. Als Festlandsbildungen gelangten die meisten von ihnen nach Abschluß ihres Bildungsvorganges nicht unter den Meeresspiegel, solidem blieben Festländer und waren als solche der Abwaschung durch die Atmosphärische oder benachbarter Meere zugänglich. Was uns also heute in Form einzelner getrennter Kohlenfelder vorliegt, ist oft nur der kärgliche Überrest einer ehemals viel ausgedehnteren, zusammenhängenden Kohlenbildung.

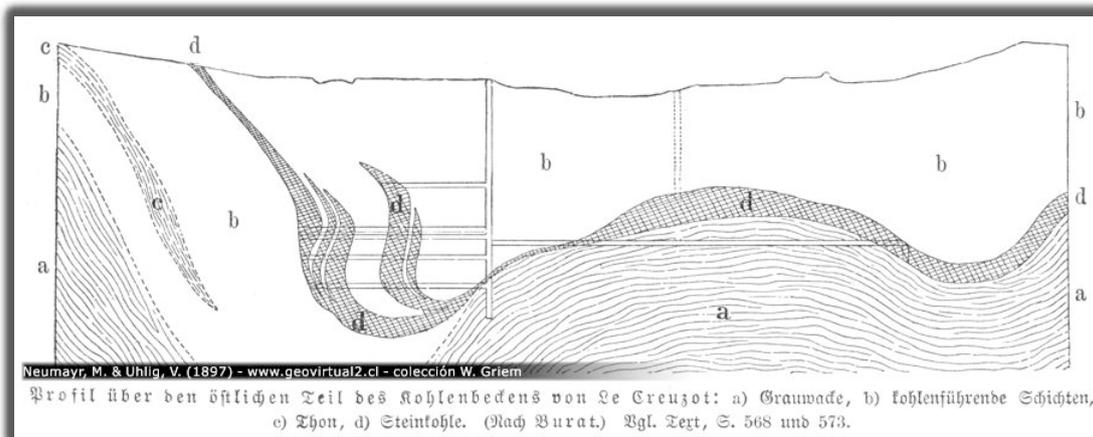


Abb. 24: Profil über den östlichen Teil des Kohlenbeckens von Creuzot.

Veränderungen geringfügigerer Art entstehen durch die freiwillige Selbstentzündung der Flöze und den Durchbruch vulkanischer Gesteine. Jene kann nur an den zu Tage ausgehenden, zersetzten Partien der Kohlenflöze eintreten. Sie bewirkt eine Verkokung des brennenden Flözes, Zerklüftung der benachbarten Gesteine und Niederschlag von verschiedenen Sublimations-Produkten, namentlich Alaun, Schwefel und Salmiak. Einmal angefacht, aus Gründen, die übrigens

noch nicht hinreichend aufgeklärt sind, kann der Brand viele Jahre, selbst jahrhundertlang fort-dauern, wie der Erdbbrand von Planitz im Zwickauer Gebiete, der mindestens aus dem Anfang des 16. Jahrhunderts und wahrscheinlich noch aus älterer Zeit datiert. Vulkanische Durchbruch-gesteine wirken ebenfalls verkokend auf die durchsetzte Kohle und verursachen säulenförmige Absonderung der verkokten Partien der Flöze.

So gleichartig sich denn auch, von einem höheren Gesichtspunkte betrachtet, die geologischen Verhältnisse der Kohlenfelder gestalten mögen, so bewirken doch Faktoren, wie die Gebirgsbil-dung und die Denudation, beträchtliche Verschiedenheiten, die sich zuweilen der Beobachtung der Geologen entziehen könnten, wenn sie nicht durch großartige Grubenbaue aufgeschlossen würden.

Die ältesten fossilführenden Formationen, das Silur und Devon, sind arm an Brennstoffen der Kohlengruppe. Gewisse silurische Schiefer in Deutschland und England, die wegen ihres Reich-tums an Schwefelkies zur Darstellung von Eisenvitriol und Alaun verwendet und danach Alaun-schiefer genannt werden, enthalten reichliche Beimengungen kohligere Stoffe, die aber doch nicht beträchtlich genug sind, die Verwertung der Alaunschiefer als Brennmaterial zu gestatten. Schwache, unbauwürdige Kohlen- und Anthrazitflöze kennt man im Bereiche silurischer Grapto-lithenschiefer in Portugal und in der Grafschaft Cork (Südschottland), im Obersilur von Irland, im Silur der Insel Man etc. Ebenso enthält die Devonformation an einzelnen Orten in Spanien, China

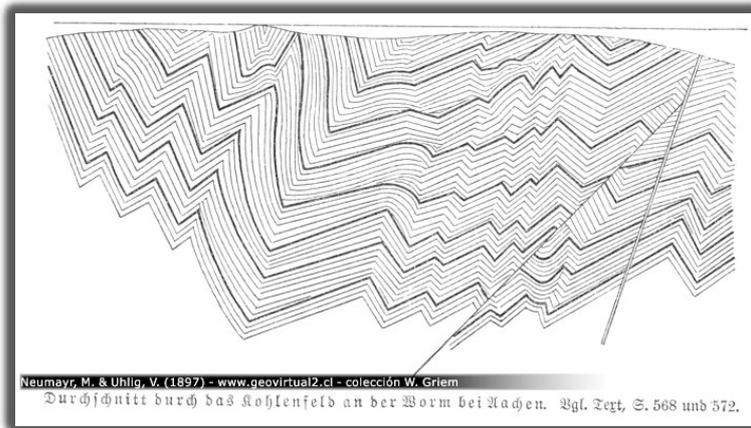


Abb. 25: Durchschnitt durch das Kohlefeld von Worm bei Aachen.

und Frankreich Kohlenflöze; Kohlschiefer und graphi-tischer Anthrazit treten an mehreren Punkten des De-vons von Nordamerika auf. Außerdem beweisen die Graphitlager im archaischen Gneis- und Glimmerschiefergebirge, daß die Kohlen-bildung bereits vor Beginn der Silurperiode ihren An-fang genommen hat. Wenn es also auch vor der Kohlen-formation an Kohlenbildun-

gen keineswegs gemangelt hat, so verschwindet doch die Menge der in den vor- karbonischen Formationen enthaltenen Kohle gegen die enormen Kohlenreichtümer der Karbonformation, Nicht alle ihre Schichten und Ausbildungsformen sind indessen kohlenführend. Wo sich zu ihrer Zeit nur marine Kalke, die Berg- oder Kohlenkalke, gebildet haben, da fehlen jegliche Spuren von Kohle; wo hingegen die Bedingungen für die Entstehung limnischer Festlandsbildungen gegeben waren, da enthalten diese stets bald mehr, bald minder reiche Mengen dieses wertvollen Mine-ralkörpers.

Unter allen Ländern Europas nimmt in der räumlichen Entwicklung der flözführenden Kohlen-formation England den ersten Rang ein; bedecken doch in diesen: von der Natur so reich be-dachten Lande die karbonischen Bildungen eine Fläche von 480 Quadratmeilen. Die Angaben über die Verbreitung der Steinkohlenformation auf der Oberfläche eines Landes ermöglichen allerdings nur eine grobe Vergleichung des Kohlenreichtums; denn den wahren Wert einer Ab-lagerung bestimmen neben der Ausdehnung auch noch andere Umstände: die Beschaffenheit

der Kohle, die Regelmäßigkeit oder Gestörtheit der Lagerung, das Verhältnis der Gesamtmächtigkeit der bauwürdigen Flöze zur Gesamtmächtigkeit des tauben Gesteines, die Neigung der Flöze zum Grubenbrand und zur Entwicklung von Grubengas, die Wasserführung der durchteuften Schichten, die Tiefe, in der die wichtigsten Flöze austreten, etc. Allein auch hierin sind die englischen Kohlenlager im allgemeinen mindestens ebenso günstig, vielfach sogar noch günstiger gestellt als die des kontinentalen Europas.

Die produktive Kohlenformation in England tritt in zahlreichen größeren und kleineren isolierten Partien zu Tage, die sich in vier Gruppen zusammenfassen lassen. Im Süden von England erscheint das große Kohlenfeld von South Wales, das durch die Caermarthenbai in eine kleinere westliche und eine größere östliche Hälfte zerfällt. Daran lassen sich anreihen das Kohlenfeld von Bristol und das von Forest of Dean, westlich von der Mündung des Severn. Eine zweite Gruppe von Kohlenfeldern breitet sich im Zentrum der britannischen Insel aus. Hier liegen die Reviere von Forest of Wyre, Shrewsbury, Coalbrook Dale, North Wales, Flintshire, South und North Staffordshire, South und North Lancashire, Warwickshire, Leicestershire, Yorkshire und Derbyshire, mit den großen Industrieorten Birmingham, Wolverhampton, Manchester, Chester, Liverpool, Leeds und Sheffield, ziemlich dicht gedrängt beisammen und nur durch die Auflagerung geologisch jüngerer Bildungen voneinander getrennt. Die dritte Zone von Kohlenablagerungen tritt im nördlichen Teile von England auf: das große Kohlenfeld von Newcastle und Durham an der Ostküste, das non Cumberland an der Westküste der Insel. Die vierte Gruppe endlich, aus den schottischen Kohlenrevieren des Clydebassins, von Mid-Lothian, Fifeshire, Ayrshire bestehend, lehnt sich nördlich an die Abhänge des Grampiangebirges an und erstreckt sich vom Firth of Forth der Ostküste fast ununterbrochen bis zur Westküste. Irland ist arm an Kohlenbildungen; ein großer Teil im Inneren und im Südwesten der Insel wird vom Kohlenkalk eingenommen, dem nur an wenigen Punkten die produktive Kohlenformation aufgelagert erscheint. Obwohl sich die Gebiete der produktiven Kohlenformation gegenwärtig über einen ansehnlichen Teil Großbritanniens erstrecken, haben die Studien der englischen Geologen und namentlich die von Hüll erwiesen, daß die Ausdehnung der Kohlenablagerungen ehemals noch großartiger war.

Die Steinkohlenbildungen von Großbritannien lehnen sich meistens gleichmäßig an devonische Schichten an und lassen sich in drei Abteilungen gliedern. Zu unterst liegen der rein marine Kohlenkalk und die Joredale Rocks genannten marinen Kalkschiefer; dann folgt der flözleere Sandstein oder „Millstone Grit“, und den Schluß bildet die limnische Ablagerung der produktiven Kohlenformation, der „Coal measures“. Die größte Abweichung von diesem Typus bietet Schottland dar, wo sich statt des marinen Kohlenkalkes eine Reihe von Sandsteinen, Schiefen und Kalklagen von teils limnischer, teils mariner Entstehung vorfindet und zwei kohlenführende Abteilungen ausgebildet worden sind. Die obere entspricht den Coal measures von England, während die untere aus Schiefen und Sandsteinen mit Kohlenflözen limnischer Entstehung im Wechsel mit marinen Kalkbänken besteht und ihr Altersäquivalent wahrscheinlich im Millstone Grit Englands findet. Außerdem zeichnen sich die schottischen Kohlenablagerungen durch mehrfaches Eingreifen vulkanischer Bildungen ein.

Auf dem Kontinent tritt uns in dem schmalen, langgestreckten Zuge von Kohlenbildungen, der ungefähr aus der Gegend von Valenciennes in Nordostfrankreich in der Richtung von Westsüdwesten nach Ostnordosten über Belgien nach Nordwestdeutschland verläuft, die augenscheinliche Fortsetzung der englischen Kohlenformation entgegen. Die Verbindung, die ehemals lückenlos war, wird gegenwärtig nur durch einen spärlichen Überrest, das kleine Kohlenlager von Hardinghen bei Calais, hergestellt. Etwas weiter westlich erscheint zwischen Bethune, Douai und

Valenciennes aus französischem Gebiete das Kohlengebirge bereits als ein zusammenhängender Zug, liegt aber unter einer bis zu 140 und mehr Meter mächtigen Decke von oberkretazischen und tertiären wasserreichen Schichten verborgen. Nur durch Tiefbohrungen konnte man hier zur Kenntnis der unterirdischen Reichtümer gelangen. Erst auf belgischem Boden, bei Mons und noch weiter östlich, bei Charleroi, Namur und Lüttich, tritt die ununterbrochen fortstreichende Kohlenformation zu Tage aus, obwohl auch da jüngere Bedeckungen namentlich in den nördlichen Teilen des Zuges vorhanden sind. Östlich von Lüttich keilt sich das Kohlengebirge mit den beiden bei Aachen auf deutschem Gebiet gelegenen kleinen Becken an der Jude und Worin aus, um erst nordöstlich davon, in der Gegend von Duisburg am Rhein, wieder anzusetzen und von da, ostnordöstlich in das Ruhrgebiet von Essen und Dortmund fortstreichend, das bedeutendste Kohlenfeld Deutschlands und des Kontinents zu bilden.

Das eben umschriebene Band von Kohlenbildungen ist südlich von devonischen Schichten begrenzt und verschwindet im Norden und Westen unter der Bedeckung von Kreide und Tertiärlagerungen. Die Gliederung des Kohlengebirges weicht insofern von den englischen Verhältnissen ab, als sich hier in der westlichen Partie der flözleere Sandstein, der Millstone Grit, nicht mehr als besondere Abteilung festalten läßt, sondern der Kohlenkalk die Unterlage der flözführenden Schichten bildet. Sehen wir die Kohlenformation schon in England mehrfach aufgerichtet und gefaltet, so ist dies in einem noch viel höheren Grade in Frankreich und Belgien der Fall. Die flachen Terrainwellen der Oberfläche lassen davon freilich nichts erkennen; allein die schönen Aufschlüsse der Bergbaue entwerfen uns ein großartiges Bild der Massenbewegungen, Brüche und Faltungen, die dieses Gebiet erlitten hat. Im allgemeinen kann die Ablagerung als eine von Süden nach Norden zusammengedrückte, überschobene Mulde aufgefaßt werden, deren Südflügel außerordentlich stark gefaltet und mehrfach zusammengeknickt ist, während der Nordflügel verhältnismäßig ungestört und flach liegt. Beide Flügel sind durch eine große, „grand faille“ und „cran de retour“ genannte Verwerfung getrennt, die parallel dem Streichen der Mulde weithin verfolgt werden kann (s. untenstehende Abbildung 26). Außerdem sind noch andere untergeordnetere, aber auch nicht unbedeutende Verwerfungen vorhanden, die in Verbindung mit den Knickungen der Flöze des Südflügels den Bergbau sehr erschweren (vgl. Bd. I, S. 371).

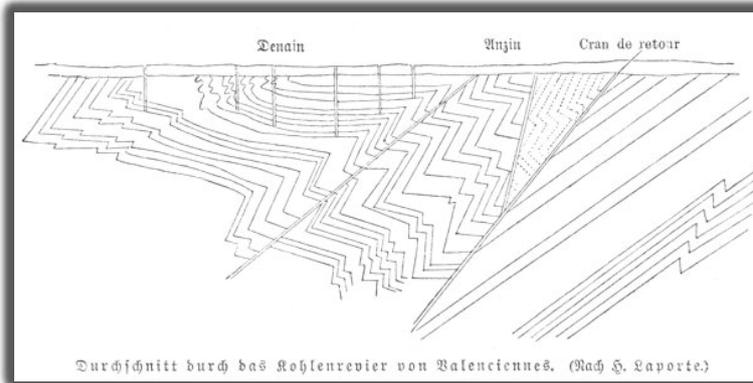


Abb. 26: Durchschnitt durch das Kohlerevier von Valenciennes (nach H. Laporte)

Die beiden Kohlenbecken an der Worm und Inde bei Aachen sind schon einfacher gebaut: sie bilden zwei durch devonische Grauwacke und Kohlenkalk voneinander getrennte Mulden. Noch unbedeutlicher sind die Faltungen in dem regelmäßig gebauten Kohlenfeld an der Ruhr. Die flözführenden Schichten bilden hier vier normale

Mulden, die durch Sättel von flözleerem Sandstein getrennt sind; nach Norden gerichtete, kleinere Überschiebungen sind aber auch hier vorhanden. Die Hauptmulde ist die von Witten-Hörde; darauf folgt nach Norden die Mulde von Bochum, sodann die von Essen und endlich die von Duisburg. Die drei ersten Mulden sind in ihrem nördlichsten Teile, die letzte gänzlich von Kreidebildungen bedeckt. Die Gliederung und Beschaffenheit der Steinkohlenformation im

Ruhrbecken weist in mehrfacher Hinsicht eigentümliche Verhältnisse auf. Die Abteilung des flözleeren Sandsteines gewinnt hier wieder eine gewisse Selbständigkeit, und statt des Kohlenkalkes stellt sich als liegendste Gruppe sine unter der Bezeichnung „Kulm“ zusammengefaßte Reihe von Schiefen, Sandsteinen und plattigen Kalken ein; nur im westlichsten Teile des Ruhrbeckens ist der Kohlenkalk noch vertreten. Das flözführende System enthält drei Flözzüge mit 76 bauwürdigen und 54 unbauwürdigen Flözen.

An das Ruhrbecken sind in Deutschland zunächst das Saar-Revier bei Saarbrücken und die beiden oberschlesischen Kohlenbecken anzureihen. Jenes bildet eine inselförmig aus der Bedekung der geologisch jüngeren Schichten des Rotliegenden und des Buntsandsteines hervorragende Scholle von produktiver Steinkohlenformation, deren Liegendes unbekannt ist. Von den oberschlesischen Kohlenfeldern liegt das eine bei Waldenburg am südwestlichen Rande des Eulengebirges. Es stellt sich als eine langgezogene, hufeisenförmige Mulde dar, deren östlicher und nördlicher Teil mit dem Hauptkohlenreichtum zu Preußisch-Schlesien gehört, während die kleinere westliche Flanke nach Böhmen fällt. Ausgedehnter und großartiger ist das zweite oberschlesische Kohlenbecken, das sich zwischen den Abhängen der Sudeten im Westen, dem polnischen Hügelland im Osten und dem karpatischen Höhenzug der Beskiden im Süden ausbreitet. Hier hat die Bergbautätigkeit ein verhältnismäßig noch junges Alter; die ersten Anfänge reichen in das Jahr 1750 zurück. Im Osten reicht dieses Kohlenbecken bis nach Russisch-Polen (Dombrowa) und Galizien (Gegend von Krakau), im Südwesten nach Österreichisch-Schlesien und Mähren. Die Unterlage der Kohlenformation bildet im Krakauer Gebiet Kohlenkalk, im Ost-rauer Gebiet und in Schlesien Kulmschiefer und Kulmsandstein. Kleinere Vorkommnisse von produktiver Kohlenformation beutet man in Deutschland bei Ibbenbüren, am Piesberg bei Osnabrück, im Plauenschen Grunde bei Dresden sowie in der Gegend von Chemnitz und Zwickau aus.

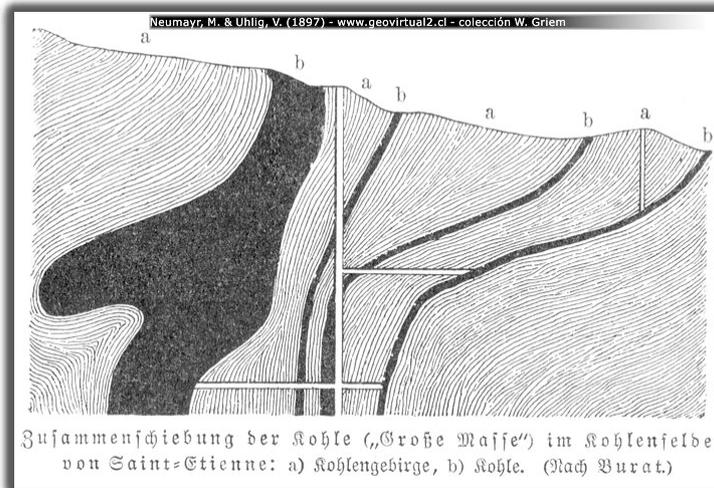


Abb. 27: Zusammenschiebung der Kohle „Große Masse“ im Kohlenfelde von Saint-Etienne (nach Burat)

Alle bisher besprochenen Kohlenbecken der Karbonformation gehören mit Ausnahme des Saarbrückener und des Plauenschen dem „paralischen“ Typus an. Ihnen kann man eine Reihe anderer Kohlenlager von rein lakustrer Entstehung entgegenstellen, die sich aus den uralten Festländern, den kristallinen Massivs, oder an deren Rande gebildet haben. Sie stehen fast stets mit Schichten des Rotliegenden oder der unteren Permformation in innigem Ver-

bände; diese sind dann ganz ähnlich entwickelt wie das Karbon und führen ebenfalls Kohlenflöze. So sehen wir auf dem böhmischen Massiv mehrere isolierte Schollen produktiver Kohlenformation in flacher Lagerung ausgebreitet: das Pilsener Becken, die von Klado (s. Abbildung 23). Schlau, Rakonitz, Miröschau. Am Rande dieses Massivs verläuft bei Rossitz auf mährischem Boden ein Kohlenlager, das in Form eines schmalen, gegen 14 km langen Zuges zwischen dem Glimmerschiefer des Massivs im Westen und dem Syenitzug von Brünn im Osten eingeklemt erscheint. Seine steile, gestörte Lagerung erinnert an die zahlreichen kleinen Kohlenlager am

Zentralplateau von Frankreich, deren geologischer Ban schon erwähnt worden ist. Hierher gehören nebst manchen anderen die Reviere von Autun, Epinac, Blanzly, Le Creuzot (s. Abbildung 24), Saint-Etienne (s. obenstehende Abbildung) und Alais am Ostrande, von Commentry und Bezenet am Nordrande des Plateaus. Obwohl ihre Ausdehnung nicht allzu groß ist, haben sie doch für das nicht allzu kohlenreiche Frankreich eine hohe Bedeutung.

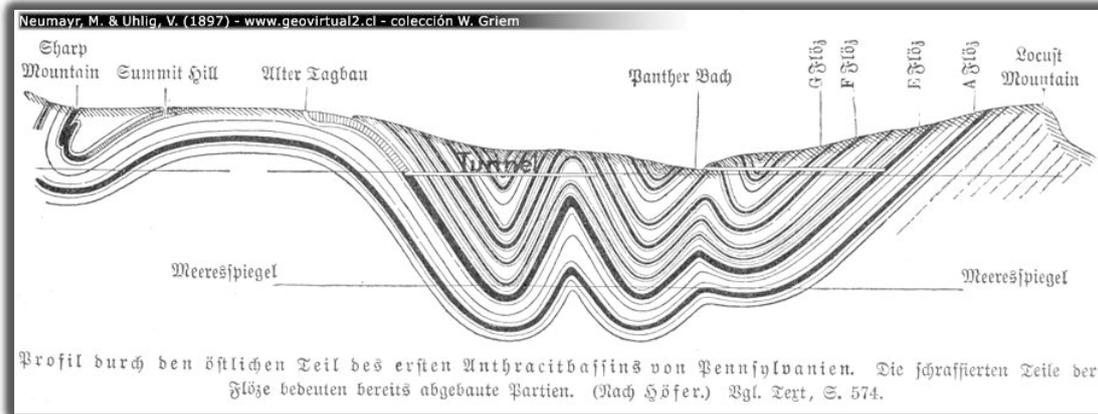


Abb. 28: Profil durch den östlichen Teil von Pennsylvanien. (nach Höfer)

In den Alpen und Karpaten spielen Gesteine der Kohlenformation zwar eine ziemlich beträchtliche Rolle, sind aber nur an wenig Stellen von abbauwürdigen Kohlenmengen begleitet.

Zuweilen erscheint die Kohle in Anthrazit verwandelt, wie an der Stangalpe und am Eisenhut an der Grenze zwischen Steiermark, Kärnten und Salzburg in den Ostalpen und an mehreren Punkten von Savoyen, Unterwallis, dem Dauphine und dem Departement Isere in den Westalpen. Mit den alpinen stimmt nahe überein das Vorkommen von Jano in Toskana und San Sebastians de Sem ans Sardinien. Zu den kohlenärmsten Ländern Europas gehört Italien. Spanien und Portugal dagegen verfügen wohl über mehrere Zonen von reichen Kohlenfeldern, nutzen aber bis jetzt ihren Kohlenreichtum nur wenig aus.



Abb. 29: Karte der Anthrazit Kohle-Gebiete von Pennsylvanien. (nach Dana)

Im Osten Europas ist die Kohlenformation außerordentlich verbreitet, freilich meist in der Ausbildungsweise des marinen Bergkalles; nur in zwei Distrikten hat ein Teil der Schichten der Karbonformation die limnische Facies mit Kohlenflözen: im Donezer und im zentralrussischen Kohlenbecken. Die flözführenden Schichten lagern auch hier auf marinem Kohlenkalk auf, bilden aber im Gegensatz zu der Entwicklung der entsprechenden Schichten in West- und Mitteleuropa nicht den Abschluß des Karbons, sondern werden abermals von marinem jüngeren Kohlenkalk bedeckt. Im Donezer Becken, das am Unterlauf des Donez ein niederes Plateau von 386 Quadratmeilen bildet, sind

die Schichten stark gefaltet und die Kohle teilweise in Anthrazit verwandelt. In Zentralrußland dagegen erscheint die produktive Kohlenformation als flach gelagerte, 60 Meilen lange Mulde im Gebiet von Tula, Rjasan, Kalnga, südlich von Moskau, und ihre Flöze führen eine unreine, pyritische Kohle von braunkohlenähnlicher Beschaffenheit.

Wie groß auch die Kohlenmengen sind, die die Karbonformation in einzelnen Teilen Europas birgt, so erscheinen sie doch unbedeutend im Vergleich zu dem enormen Reichtum an fossilem Brennstoff, den dieselbe Formation in Nordamerika enthält. Das produktive Kohlengebirge erstreckt sich hier über sehr weite Strecken. Dana schätzt die steinkohlenführende Fläche Nordamerikas auf 193.000 englische Quadratmeilen, während für Englands und Irlands Kohlenfelder nur 9000 englische Quadratmeilen Oberfläche berechnet worden sind. Man unterscheidet in Nordamerika sieben Kohlenfelder, von denen nur das akadische in den britischen Besitzungen gelegen ist. Die übrigen gehören den Vereinigten Staaten an: das Kohlenfeld von Neu-England, das von Pennsylvanien, das appalachische, das von Michigan, das zentrale und das am Missouri. Wie in Europa, beginnt die Kohlenformation auch in Nordamerika mit dem marinen Bergkalk („Subkarbon“ der Amerikaner). Darüber liegt die produktive Kohlenformation. Dazwischen tritt ein dem Millstone Grit entsprechender Konglomerat- und Sandsteinkomplex.

In Pennsylvanien, dem gegenwärtig am intensivsten ausgebeuteten Kohlengebiet Nordamerikas, ist die bituminöse Kohle durch Anthrazit ersetzt. Zu regelmäßigen Sätteln und Mulden (s. die Abbildung 28), die sich parallel dem Küstensaume von Südsüdwesten nach Nordnordosten hinziehen, ist hier die Kohlenformation am Westabhang des Alleghenygebirges gefaltet (s. Abbildung 29). Viele günstige Umstände wirken zusammen, um diesem Gebiet eine hervorragende Bedeutung zu sichern: zunächst die vorzügliche Beschaffenheit des Anthrazite, die regelmäßige Lagerung, die geringe Tiefe, die nicht selten den Bestand von Tagebauen ermöglicht (s. untenstehende Abbildung), und endlich das Vorhandensein von schiffbaren Flüssen, die eine beträchtliche Erleichterung der Verfrachtung bedingen.



Abb. 30: Flözausbiss der Grube Hollywood in Pennsylvanien (nach Chance)

Westlich von der gefalteten Anthrazitregion legen sich die Schichten immer flacher und bilden so das große nordamerikanische Tafelland, das bis an die Gebirge des fernen Westens herreicht. Hier liegen die großartigsten amerikanischen Kohlenfelder. Das appalachische, von dem der nördlichste, zu Pennsylvanien gehörige Teil in der Abbildung 29 dargestellt ist, erstreckt sich von da bis nach Alabama im Süden mit einer Fläche von 59.000 englischen Quadratmeilen. Östlich davon liegt das zentrale Gebiet von Illinois, von dem Missouri Gebiet nur durch das Erosionsterrain des Mississippi getrennt. Beide zusammen belegen eine Fläche von 125.000 englischen Quadratmeilen. Dazu kommt noch der

Michigandistrikt zwischen dem Michigan- und Huronsee mit 6700 englischen Quadratmeilen. In diesen Gebieten liegt die Kohlenformation fast vollkommen flach und liefert nicht, wie der östliche Distrikt von Pennsylvanien, Anthrazit, sondern bituminöse Steinkohle.

Geht man von der Anthrazitregion nach Westen, so gelangt man zunächst in ein Gebiet, wo die Kohle halb bituminös, halb anthrazitisch ist; und in den völlig flach gelagerten, noch westlicheren Teilen nimmt sie durchweg bituminösen Charakter an. Die großen Kohlenfelder des mittleren Gebietes von Nordamerika sind zum allergrößten Teil noch völlig unberührt. Am intensivsten ausgebeutet wird im Verhältnis zu seiner Flächenausdehnung das pennsylvanische Anthrazitgebiet, das den großen Kulturzentren des amerikanischen Ostens am nächsten liegt.

Nur ein Land der Erde kann sich in Bezug auf Kohlenreichtum mit Nordamerika messen: China, über dessen ausgedehnte Kohlenfelder erst die Reisen des Freiherrn v. Richthofen genügendes Licht verbreitet haben. Auch in China vereinigen sich zahlreiche natürliche Umstände, die die industrielle Entwicklung des Landes in hohem Grade begünstigen werden. Zu dem außerordentlichen Reichtum an Kohle gesellen sich auch noch große Eisenlager, die häufig mit der Kohle zusammen Vorkommen; und die Kohle selbst erscheint unter Lagerungsverhältnissen, die für den Abbau sehr förderlich sind. Die größten Kohlendistrikte endlich, die sich in den Provinzen Schensi und Schansi im Norden und in Setschuan im Süden des Reiches befinden, werden von den mächtigen, schiffbaren Strömen Huangho und Jantsekiang durchzogen. Gegenwärtig ist die Kohlegewinnung in China, obwohl schon sehr alten Datums, noch immer verhältnismäßig gering und primitiv: es ist noch gar nicht so sehr lange her, daß der Versuch gemacht wurde, Dampfmaschinen zur Förderung der Kohle in Verwendung zu bringen.

Neben den chinesischen und nordamerikanischen Kohlendistrikten kennt man auch in anderen außereuropäischen Ländern mehr oder minder reiche kohlenführende Territorien der Karbonzeit, die hier bei der Knappheit des Raumes nicht weiter berührt werden können.

Obwohl die Bedingungen für die Kohlenbildung niemals so günstig waren wie in der Karbonperiode, so enthält doch jede der nachkarbonischen Formationen abbauwürdige Kohlenmengen. Von der Permformation wissen wir bereits, daß sie namentlich in solchen Gebieten Kohlen führt, wo sie mit der oberen Stufe der produktiven Kohlenformation in engem Verbände steht.

Die Trias erweist sich in Europa namentlich in ihren oberen Gliedern als kohlenführend. Dem Keuper sind zuweilen bauwürdige Kohlenflöze (die „Lettenkohle“) eingeschaltet, wie in Süddeutschland, Oberschlesien und Polen, dem Lunzer Sandstein in den Niederösterreichischen Alpen, der rätischen Stufe in Höganäs am schwedischen Sund, auf der Insel Bornholm, an mehreren Punkten Frankreichs und nach v. Richthofen auch in China.

Die Juraformation enthält Kohlenbildungen, von denen die des Lias die meiste Bedeutung besitzen. So enthält die litorale Facies der Grestener Schichten in den Nordalpen, im Banat und in der Gegend von Fünfkirchen zahlreiche mächtige Flöze verkokbarer Backkohle von guter Beschaffenheit, die für Österreich-Ungarn, einem an geologisch älteren Steinkohlen nicht allzu reichen Lande, von Bedeutung sind. Eines großen Kohlenreichtums erfreuen sich ferner die ausgedehnten Liasbildungen, deren näheres geologisches Alter noch nicht sichergestellt ist, im Kaukasus, in Transkaukasien, auf der Halbinsel Mangyschlak und im Elburzgebirge in Persien. In keinem anderen Gebiet aber haben sich kohlenführende Festlandsablagerungen mesozoischen Alters in so großartigem Maßstabe gebildet wie auf dem kristallinen Massiv von Bengalen, in Südafrika und Südostaustralien. In Ostindien stellt die Gondwana Series eine bis zu 12.000 englische Fuß mächtige Folge von Sandsteinen und Schiefen mit Pflanzenresten, Konglomeraten und mächtigen Kohlenflözen dar, die als ununterbrochene Süßwasserbildungen aus der Zeit des

oberen Perms bis in die Juraformation betrachtet werden müssen und ein ebenso hohes wissenschaftliches wie praktisches Interesse darbieten. Die Schichten der Gondwana Series bilden zwischen dem Ganges und der Godaweri im östlichen Teile der Dekhanhalbinsel zahlreiche aus-

gedehnte Kohlenbecken, deren nationalökonomische Bedeutung nicht gering anzuschlagen ist. Entsprechende Ablagerungen setzen die großen australischen Kohlenfelder in Queensland und Neusüdwales zusammen und bilden die kohlenreiche Karrooformation Südafrikas.

Die Kreideformation ist in manchen Stufen ebenfalls sublitoral entwickelt, wodurch sie die Entstehung von Kohlenflözen ermöglichte. So tritt uns in der Wälderton- oder Wealdenstufe eine lakustre Ausbildung der untersten Kreideformation entgegen, die im nordwestlichen Deutschland seit Jahren lebhaft abgebaute Kohlenflöze enthält. Eine etwas jüngere Kreidestufe, das Aptien, führt Kohlen in der Provinz Teruel in Spanien; und auch in der oberen Kreide kennt man abbauwürdige Kohlenmengen.

Reichlicher als in den mesozoischen Formationen haben sich Kohlenflöze zur Tertiärzeit gebildet, haben aber ausnahmslos schon die Merkmale

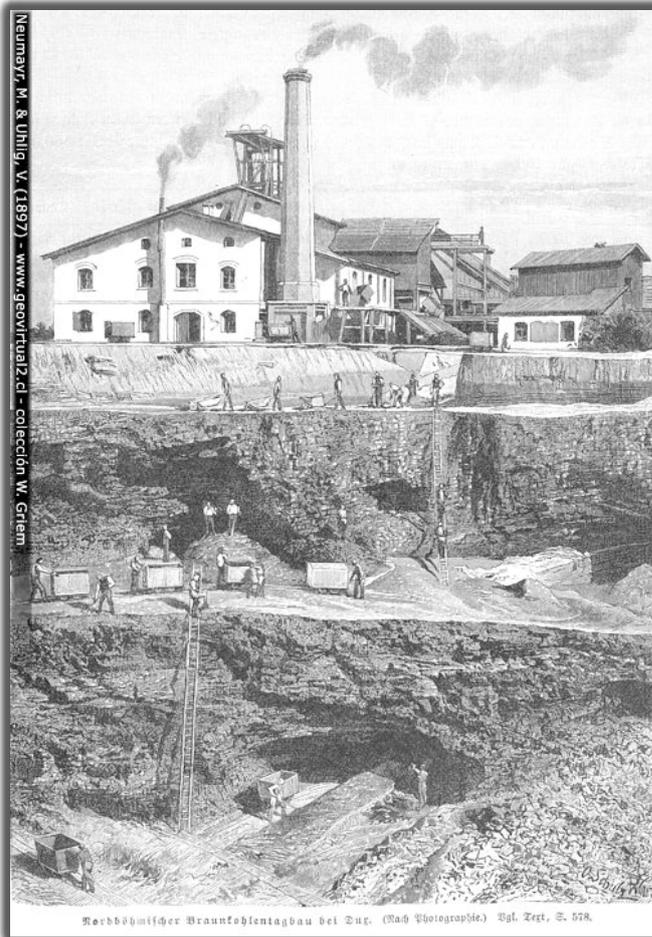


Abb. 31: Nordböhmischer Braunkohlentagebau

echter Braunkohlen. Jede Stufe der so reich gegliederten Tertiärablagerungen ist bald da, bald dort durch Kohlenführung ausgezeichnet. Die Zahl der Braunkohlenlager ist so bedeutend, daß es nicht möglich ist, auch nur flüchtig auf Einzelheiten einzugehen; es mögen nur die für Deutschland und Österreich-Ungarn wichtigsten kurz erwähnt werden. Deutschlands hauptsächlichste Braunkohlenformation ist das Oligozän; das Mitteloligozän führt Kohle in den ober- und niederrheinischen und hessischen Revieren, das Unteroligozän in der Magdeburger und Thüringer Mulde und in dem weit ausgedehnten Fachlande zwischen Elbe und Weichsel. Auch die Braunkohlenablagerung am Nordfuß der Bayrischen Alpen gehört dem Oligozän an. In Österreich-Ungarn zeichnet sich die Eozänformation namentlich im Grauer Gebiet und im Küstenlands durch Kohlenführung aus, das Oligozän bei Häring in Tirol, in Untersteiermark und im Zsilytal in Siebenbürgen, das Oligozän, das Miozän und die jüngeren Tertiärschichten in Nordböhmen und in verschiedenen Teilen des großen österreichischsteirisch-ungarischen Tertiärbeckens. Die Ausdehnung der Braunkohlenlager ist meist viel geringer als die der Steinkohlenflöze, um so gewaltiger ist ihre Mächtigkeit. Lager von 15—20, selbst 30 m Mächtigkeit sind nicht ungewöhnlich; in großen Tagebauen aufgeschlossen, gewähren sie einen imposanten Anblick (s Abbildung 31).

Die Gesamtproduktion der Erde an Kohle wächst seit vielen Jahren, namentlich seitdem die Dampfmaschine immer allgemeiner verwendet wird, rasch, in den letzten Jahren sogar rapid.

Sie betrug nach Williams im Jahre 1888 ungefähr 328,69, im Jahre 1881: 360,8, im Jahre 1884 gar 486,38 Millionen Tonnen.

Staaten	Jahr	Tonnen	Jahr	Tonnen	Jahr	Tonnen	Jahr	Tonnen
England und Irland	1879	134.008.228	1881	154.184.300	1884	160.757.815	1892	181.786.871
Verein. Staat N. A.	1877	54.398.250	1881	76.679.491	1884	106.906.295	1892	179.786.871
Deutschland	1877	48.296.367	1881	61.540.475	1883	70.442.648	1892	94.196.000
Frankreich	1877	16.877.200	1881	19.909.057	1884	20.127.209	1892	26.196.000
Österreich-Ungarn	1876	14.252.038	1881	19.000.000	1883	17.047.961	1890	9.926.000 ²
Belgien	1878	14.899.175	1881	17.500.000	1884	18.041.000	1891	19.675.644
Rußland	1876	1.824.868	1881	3.255.000	1882	3.742.380	1889	5.943.408
Britisch Indien		500.000	1881	4.000.000				
Kanada	1877	757.796	1881				1890	3.117.661
Japan			1881	800.000			1890	2.608.284
Neusüdwaales	1877	1.444.271	1881	1.775.224 ¹				
Spanien	1873	699.500	1881	800.000	1880	847.127	1891	1.314.147
Neuschottland	1879	688.626	1881	1.124.270				
Italien			1881		1882	220.000	1889	390.320
Vancouver – Island	1878	145.542	1881	325.000				
Schweden			1881		1882	250.000	1888	300.000
Queensland	1877	60.918	1881					
Andere Länder			1881		1883	8.000.000		

1* Produktion für ganz Australien - *2Ohne Braunkohle – mit dieser 22. Millionen Tonnen

Neumayr & Uhlig, 1897 – www.geovirtual2.cl

Alle der Tabelle ergibt sich, daß die Produktionsziffern mit dem natürlichen Kohlenreichtum nicht überall im Einklang stehen. So steht England immer noch an der Spitze der Produzenten und liefert fast die Hälfte der gesamten Produktion der Erde, obwohl seine kohlenführende Area bei weitem nicht die größte ist. Diese gewaltige Überlegenheit Englands ist nur zum Teile von der Natur vorgeschrieben, sie ist mehr geschichtlich und wird in dem Maße verhältnismäßig kleiner werden, als die Industrie anderer kohlenreicher Länder erstarken, sich zunächst von England emanzipieren und schließlich damit in Wettkampf eintreten wird. Aber noch aus einem anderen Grunde wird England seine Stellung als erstes kohlenproduzierendes Land der Erde nicht aufrecht erhalten können: durch die intensive Ausbeutung der unterirdischen Kapitale dieses Landes muß deren allmähliche Erschöpfung eintreten; und schon haben englische Forscher, besorgt um die Zukunft, die Frage aufgeworfen, für wie lange wohl noch die unterirdischen Kohlenvorräte Vorhalten möchten. Der Regierung schien diese Frage von so ernster Bedeutung, daß im Jahre 1871 eine parlamentarische Kommission mit ihrer Untersuchung betraut wurde. Hüll hat im Jahre 1868 die bis zu einer Tiefe von 4000 engl. Fuß vorhandenen Kohlenvorräte auf 79,843 Millionen Tonnen berechnet, während die erwähnte Parlamentskommission zu der etwas günstigeren Ziffer von 146,480 Millionen Tonnen gelangt ist. Nimmt man an, daß der Kohlenkonsum fortwährend in demselben Maße steigt wie bisher, so würden die Kohlenvorräte Englands nur noch für 360, nach anderer Berechnung gar nur für 276 Jahre Vorhalten. Greenwill gibt die am 1. Januar 1882 noch vorhandene unterirdische Kohlenmenge Englands mit 86,840 Millionen Tonnen an. Derartige Berechnungen können aus vielen Gründen nur Näherungswerte liefern, und es ist begreiflich, daß die gewonnenen Ziffern stark voneinander abweichen. Die Kohlenmenge allein ist indessen nicht das einzig Maßgebende. Auch die Kosten der Produktion werden zu berücksichtigen sein, und da kann es wohl keinem Zweifel unterliegen, daß sich diese mit zunehmender Tiefe der Grubenbauten erheblich steigern und andere Länder, zunächst Nordamerika, viel billiger produzieren werden als England. So wie England gegenwärtig der Hauptindustrieherd der Welt ist, so dürfte diese Rolle bald an Nordamerika übergehen. Noch später dürfte sich China in den Vordergrund stellen, ein Land, das nicht nur über gleich große

Vorräte an Kohle wie Nordamerika verfügt, sondern auch von einer betriebsamen und fleißigen Bevölkerung bewohnt wird, die ihre konservative Sonderstellung schon jetzt teilweise aufzugeben beginnt.

Eine exzellente Analyse ...
und so geschah es auch,
wenn auch noch mehr als
120 Jahre vergehen muß-
ten

Auf dem Kontinent wurde die Kohlegewinnung in früheren Jahren namentlich von Belgien und Frankreich intensiv betrieben, und gegenwärtig sind diese beiden Länder einer besonders erheblichen Steigerung ihrer Produktion kaum noch fähig. Etwas günstiger ist Deutschland gestellt, dessen Kohlenfelder weit weniger erschöpft sind als die französischen und belgischen, und wohl auch Österreich-Ungarn, das namentlich über große Vorräte an Braunkohle verfügt. Von den übrigen europäischen Ländern könnten Rußland und Spanien eine weitaus größere Kohlenmenge zu Tage fördern, als dies jetzt der Fall ist. Die außereuropäischen Länder verbrauchen von ihren Kohlenreichtümern durchweg nur den geringsten Teil. Großen Einfluß übt die Kohlenproduktion auf die Eisengewinnung aus.

Erdöl, Erdwachs, Asphalt. Wie die Kohlen eine genetisch zusammenhängende Reihe von brennlichen Fossilstoffen organischer Herkunft vorstellen, so bilden auch Erdöl, Erdwachs und Asphalt eine zusammengehörige Gruppe von Stoffen, die durch ähnliche chemische Beschaffenheit und Entstehung nahe verwandt sind. Die Glieder dieser zweiten Reihe können feste oder flüssige Form annehmen und unterscheiden sich dadurch wesentlich von den Kohlen, daß sie nur aus Kohlenstoff und Wasserstoff bestehen, mit Ausschluß des den Kohlen niemals fehlenden Sauerstoffes.

Unter den natürlichen Kohlenwasserstoffverbindungen beansprucht das Erdöl (Petroleum, Steinöl, Bergöl, Naphtha) die größte Bedeutung. Während die Kohle eine lange Geschichte hinter sich hat, ist das Erdöl erst seit kaum vier Jahrzehnten in den Kreis der Naturprodukte einbezogen worden, die der Mensch zum Zwecke kultureller Verwendung in großem Maßstabe ausbeutet, obwohl sein Vorkommen an sich schon seit den ältesten Zeiten bekannt war. Dies erhärten zahlreiche alte Ortsnamen in allen Erdölrevieren, die vom Vorkommen dieses merkwürdigen Stoffes herzuleiten sind. Aus dem klassischen Altertum und dem Mittelalter liegen historische Daten über die Verwendung von Erdöl vor, das meist als Schmiermittel und als Arznei, doch auch als Brennmaterial ausgenutzt wurde. Das Erdöl von Agrigent wurde als Wisches Öl in Lampen gebrannt, ebenso das Öl der Insel Zante. Das Erdöl von Amiano diente im 18. Jahrhundert in Genua einige Zeit sogar zur Straßenbeleuchtung. Das Erdöl von Tegernsee in Bayern galt unter dem Namen St. Quirinus-Öl Arznei, und im Altertum bildete das Erdöl eine Art Universalmittel. In Nordamerika waren die Indianer mit dem Vorkommen des Erdöls ebenfalls vertraut; sie gewannen es in kleinen, seichten Gruben und brachten es als „Seneca-Öl“ in den Handel. Doch erst als es im Jahre 1859 in Pennsylvanien gelungen war, durch Tiefbohrungen bedeutende Mengen von Petroleum dem Schoße der Erde abzurufen, und als man fast gleichzeitig in Amerika und in Galizien gelernt hatte, aus dem Rohöl ein als Leuchtstoff brauchbares Destillationsprodukt herzustellen, entstand mit wirklich beispielloser Raschheit die eigentliche Petroleumindustrie, die sich im Fluge eine hohe wirtschaftliche Bedeutung eroberte.

Das Erdöl ist keine einfache Verbindung, sondern ein Gemenge mehrerer Kohlenwasserstoffverbindungen, die verschiedene Dichte, ganz verschiedenen Siedepunkt und durchaus verschiedene Entzündbarkeit besitzen. Meist sind es Verbindungen, die nach der allgemeinen Formel C_nH_{2n+2} gebaut sind:

Verbindungen	Formel	Spezifisches Gewicht	Kohlenstoff (C)	Wasserstoff (H)	Siedepunkt
Pentylhydrür (Amylwasserstoff)	C ₅ H ₁₂	0.64	83.3	16.7	30°
Hexylhydrür (Caproyl)	C ₆ H ₁₄	0.676	83.7	16.3	61°
Heptylhydrür (Önanthyl)	C ₇ H ₁₆	0.701	84.0	16.0	90°
Oktylhydrür (Pelargyl)	C ₈ H ₁₈	0.737	84.2	15.8	119°
Ronylhydrür	C ₉ H ₂₀	0.756	84.4	15.6	150°

In manchen Erdölvorkommen sind die Kohlenwasserstoffe der Benzolreihe C_nH_{2n-6} nachgewiesen worden, deren spezifisches Gewicht ungefähr 0,86 beträgt.

Verbindungen	Formel	Siedepunkt	Kohlenstoff (C)	Wasserstoff (H)
Benzol	C ₆ H ₆	82°	92.3	7.7
Toluol	C ₇ H ₈	111°	91.3	8.7
Xylol	C ₈ H ₁₀	139°	90.6	9.4
Cumol	C ₉ H ₁₂	148°	90.0	10.0
Cymol	C ₁₀ H ₁₄	175°	89.5	10.5

Je nach dem Vorherrschen der schwereren oder der leichteren Verbindungen in einem bestimmten Rohöl unterscheidet man im allgemeinen „schwere“ und „leichte Öle“; jene, die mehr dunkel gefärbten Öle, führen durch den halbflüssigen braunen Bergteer zum Asphalt, während die Reihe der heller gefärbten leichten Öle in dampfförmige Glieder ausgeht.

Die Anwesenheit von Rohöl in der Erdrinde verrät sich auf mannigfaltige Weise. An einzelnen Orten der Erdölreviere treten an der Oberfläche von Wasserspiegeln kleine Ansammlungen von Erdöl auf, die sich durch irisierende Färbung und intensiv-aromatischen Geruch leicht kenntlich machen. An anderen Orten quillt das Erdöl direkt aus der Erde hervor, oder statt dessen finden fort dauernde Ausströmungen von Kohlenwasserstoffgasen statt, die, angezündet, brennen und die „ewigen Feuer“ bedingen. Bei näherer Untersuchung der Stellen, wo das Erdöl hervor kommt, erkennt man, daß dort entweder eine mit Öl durchtränkte Gesteinsschicht zu Tage ausgeht, oder aber nur eine sekundäre Infiltration von Öl, dessen eigentlicher Sitz in größerer Tiefe gelegen ist, vorliegt. Im ersten Falle kennt man dann bereits die Ölschicht, im zweiten muß man sie erst durch Abteufen von Schächten oder durch Bohrungen nachweisen. Solche Ölschichten werden stets von Gesteinen gebildet, deren Zusammenhang nicht ganz lückenlos ist, wie von Sandsteinen, Konglomeraten, Sunden, zeitigen Kalken, deren kleinere oder größere Hohlräume gänzlich mit Öl und Ölgasen erfüllt erscheinen. Derartige ölführende Schichten konnten sich wie die Kohlen zu allen Zeiten der Erdgeschichte und in den verschiedensten Gegenden gebildet haben. Wir finden in der Tat die Ölvorkommenisse auf alle Formationen und auf alle Teile der Erde verteilt, wenn auch nicht alle die gleiche wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung in Anspruch nehmen können.

In Nordamerika tritt das Erdöl namentlich in fünf Gebieten auf: in der Gegend von Enniskillen in Kanada, zwischen dem Huronen- und Eriesee, im Bezirke von Gaspe in Nordkanada an der Mündung des Lorenzstroms, in Pennsylvanien zwischen dem Eriesee und Pittsburgh, in Ohio und Virginien und endlich in Kentucky und Tennessee; seit 1878 ist es auch in Kalifornien bekannt. Mit

Ausnahme des wirtschaftlich untergeordneten Vorkommens von Gaspe, das durch sein hohes geologisches Alter (Silur) Interesse erregt, liegen alle diese Gebiete westlich vom Alleghenygebirge, im nordamerikanischen flachen Tafellande. Die hier auftretenden Formationen sind, wie schon bei Besprechung der nordamerikanischen Kohlenfelder hervorgehoben worden ist, die Kohlen- und die Devonformation. Das Devon spendet ausschließlich das Erdöl in so reichlicher Menge. Als das älteste devonische Schichtsystem stellt sich die Corniscrous-Gruppe dar, die aus einem zelligen Kalkstein mit zahlreichen Korallenresten und Hornsteinen besteht. Aus diese folgt die Hamilton-Gruppe, zusammengesetzt aus grauen und schwärzlichen bituminösen Schiefeln, und sodann die Chemung-Gruppe, die aus Schiefertönen, Schiefeln, Sandsteinen und Konglomeraten gebildet wird. Die Chemung-Gruppe wird gewöhnlich von den schwarzen und braunen Schiefeln des Subkarbons und dieses von der eigentlichen Steinkohlenformation mit Kohlenflözen überlagert. Die genannten Schichten fallen flach, fast horizontal ein.

Pennsylvanien gewinnt sein Öl aus der Chemung-Gruppe, Kanada aus den geologisch älteren Kalken der Corniferous-Gruppe. In den schwarzen Schiefeln und Tönen der Chemung-Gruppe finden sich nämlich einzelne Schichten von Sandsteinen, Sanden und Konglomeraten in verschiedenen Niveaus eingeschaltet, die das Rohöl beherbergen. Gewöhnlich werden in den Ölschächten und Bohrlöchern drei Horizonte von Ölsand oder -Sandstein angetroffen, die als der erste, zweite und dritte Ölsand bezeichnet werden, jedoch nicht auf weite Strecken hin anhalten, sondern sich bald früher, bald später nach allen Richtungen hin auskeilen. Gewonnen wird das Rohöl durch Schachtabteufung oder häufiger durch Bohrungen, die in bedeutende Tiefen (1300—1700 Fuß) niedergebracht werden. Die Nähe der Ölsande pflegt sich in den Bohrlöchern zunächst durch lebhaften, oft stürmischen Austritt von Ölgasen zu verraten, die innerhalb der porösen Sandsteine und in deren Klüften in hochgespanntem Zustande angesammelt sind. Ihr Druck verursacht wohl auch nach Erreichung einer hinlänglich ölreichen Schicht das Überquellen des Öles über den Schachtkranz und die Bildung von Springquellen. Eine der berühmtesten Springquellen war der intermittierende Lady Hunter Well, 4 km von Petrolia City. Nach halbstündiger Ruhe ließ sich aus der Tiefe des Bohrloches Getöse vernehmen, dann stieg plötzlich ein großer, mächtiger Ölstrahl bis zu 3 m in die Höhe, in wenigen Minuten trat aber wieder Ruhe ein. In den ersten Tagen soll dieser Brunnen täglich 4770 hl Öl geliefert haben. In Fällen, wo der Druck zu gering ist, um ein Überquellen des Öles zu verursachen, muß das Öl mittels Pumpwerken zu Tage gefördert werden. Bemerkenswert, aber noch nicht genügend erklärt, ist der Umstand, daß das Öl so häufig von salzigem Wasser begleitet wird. Der Ölreichtum der einzelnen Brunnen wechselt sehr; eine ziemlich große Anzahl von Brunnen, die keinen Ölsand antrafen, sind unproduktiv, andere wieder überreich. Durchschnittlich dauert die Ergiebigkeit einzelner Brunnen nicht länger als 2—3 Jahre. Manche Bohrungen haben nur Ölgase geliefert, die in großen Mengen und merkwürdigerweise oft viele Jahre hindurch mit nahezu gleich bleibender Stärke Herausströmen und zur Beleuchtung und Beheizung von Städten, als motorische Kraft oder bei metallurgischen Prozessen verwendet werden. Die räumliche Ausdehnung des pennsylvanischen Ölgebietes beträgt ungefähr 8064 qkm, wovon aber nur der zehnte Teil als wirklich ergiebig betrachtet werden darf. Man unterscheidet zwei Hauptölregionen: die obere, am Oil Creek gelegene mit den Hauptorten Titusville, Oil City, Petroleumcentre, Tideout, Pleasantville, und eine untere am Alleghany-Flusse mit den Hauptorten Petrolia und Lawrenceburg.

Unter ähnlichen geologischen Verhältnissen wie in Pennsylvanien tritt das Erdöl in Nord- und Süd-Ohio und in Westvirginien auf, wo es ebenfalls der Chemung-Gruppe angehört. Auch in den Unionsstaaten Kentucky und Tennessee kommt das Öl in schwanen Schiefeln der Devonformation vor. An wirtschaftlicher Bedeutung treten jedoch diese Gebiete weit hinter das pennsylvanische zurück.

Bietet uns Nordamerika Erdöl von hohem geologischen Alter, so bilden die Ölgebiete Kaukasiens Beispiele von jungen Ölvorkommnissen, Das westkaukasische Ölgebiet beginnt auf der Halbinsel Kertsch und setzt sich auf der Halbinsel Taman und dem Nordabhange des westlichen Kaukasus fort. Trotzdem, daß hier im Kuda Ko (Naphthatal) ein mächtiger Ölspringquell erbohrt wurde, der in 57 Tagen 82.452 Eimer Rohöl geliefert hat, vermochte dieses Gebiet, gedrückt von dem außerordentlichen Ölreichtum von Baku, noch nicht zu einer seiner Ausdehnung und Ölführung entsprechenden ökonomischen Bedeutung zu gelangen; ebensowenig wie die Petroleumgebiete in der Umgebung von Tiflis, am Terekflusse, bei Wladikawkas und bei Derbent und Petrowsk am Kaspisee. Vor 10 Jahren wurde noch weiter östlich in der Turkmenensteppe ein Ölgebiet entdeckt, das aber trotz seines Reichtums infolge seiner ungünstigen Lage ebenfalls längere Zeit unbenutzt bleiben dürfte.

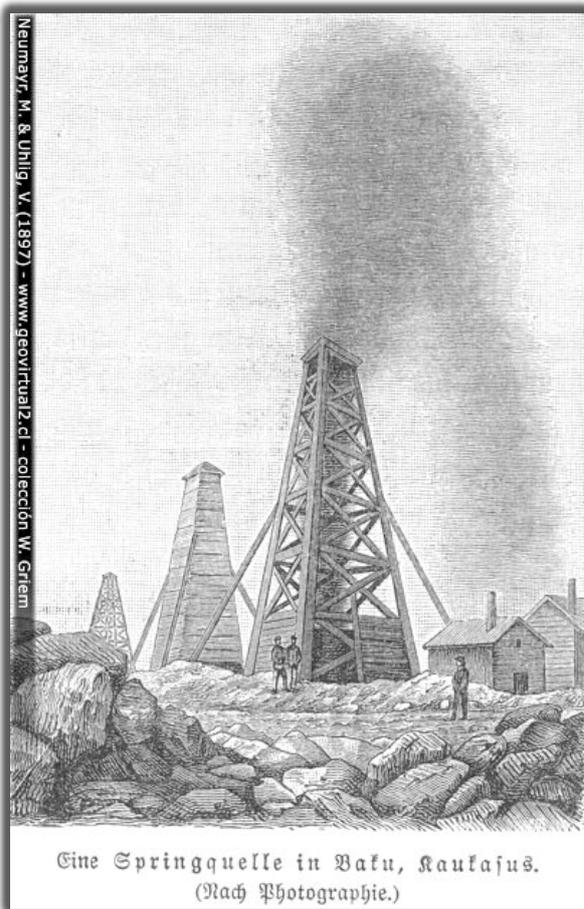


Abb. 32: Eine Springquelle in Baku, Kaukasus

Die obenstehende, nach einer Photographie angefertigte Abbildung (32) zeigt einen derartigen prächtigen Springquell in jenem Stadium, wo Sand mit Öl zugleich herausgeschleudert wird.

Von der Größe des Ölreichtums von Baku gibt die Tatsache einen Begriff, daß Brunnen, die weniger als 1000 Pud (= 163 Meterzentner) im Tage geben, als nicht produktiv angesehen werden. Im Gebiete Balachane-Zapuntsche befinden sich 500 Brunnen, von denen ungefähr die Hälfte produktiv ist. Die reichsten Ölmengen ergaben 10 Brunnen, die im Verlaufe von 2—3 Monaten je über 5 Millionen Pud (= 819.000 Meterzentner) Rohöl lieferten. Man kennt gegenwärtig kein zweites Ölgebiet, wo in einem so kleinen Raum eine solch riesige Menge Öl aufgespeichert wäre wie bei Baku. Nur in einer Hinsicht steht Baku den meisten anderen Ölgebieten weit nach,

Das Ölgebiet von Baku auf der Halbinsel Apsheron am östlichen Ende des Kaukasus hat eine nur geringe Ausdehnung; es umfaßt in seinen beiden Revieren Balachane-Zapuntsche und Baibat einen Flächenraum von nur 8 qkm. Innerhalb dessen sind aber die flach gelagerten jungtertiären Schichten, die den Boden zusammensetzen, mit Erdöl wahrhaft überreich durchtränkt. Das Tertiär besteht hier aus zwei Abteilungen, einer oberen, die aus ölfreien, muschelreichen Kalken der Congerienstufe (vgl. oben, S. 399), und einer unteren, die aus Tonen, Sunden und schieferigen Sandsteinen zusammengesetzt ist und den Ölreichtum beherbergt. Wo immer man in dieser unteren Abteilung eine Bohrung anlegt, stößt man schon in geringer Tiefe (etwa 40—50 m) auf reichliche Mengen von Erdöl, die anfangs, während eines Zeitraumes von ungefähr acht Tagen, in mehr oder minder mächtigen Fontänen herausgeschleudert werden. Eine davon sprang über 40 m hoch; dabei wurde ein Druck von 12 Atmosphären mit dem Manometer ermittelt. Beim Springen einer Fontäne wird stets zuerst Sand ausgeworfen, dem erst das Öl nachfolgt.

nämlich in der Qualität des Öles, das, überreich an schweren Kohlenwasserstoffen und Paraffin, verhältnismäßig wenig Leuchtöl (etwa 23 Prozent) und viel Destillationsrückstände ergibt, die in großen Mengen schwer verwertbar sind.

Im Gebiete von Baku sind an das Ölvorkommen interessante Begleiterscheinungen geknüpft. An mehreren Punkten gibt es Gasausströmungen, von denen die zu Surachany früher die „heiligen Feuer“ speisten, zu denen ehemals große Scharen indischer Feueranbeter wallfahrteten. Gegenwärtig werden diese Gasausströmungen nach amerikanischem Muster zur Erheizung der Raffineriekessel und zur Beleuchtung von Fabrikanlagen benutzt. Eine andere merkwürdige Erscheinung bieten die Schlammvulkane oder Salsen, die namentlich bei Balachane austreten: niedrige, kraterähnliche Schlammkegel, die von Zeit zu Zeit Schlamm und Gesteinsstücke, vermengt mit salzigem Wasser und Erdöl, unter Ausströmungen von Kohlenwasserstoffgasen answerfen. Man darf diese Erscheinung nicht mit der echt vulkanischen Tätigkeit der Erde in Zusammenhang bringen; die hohe Gasspannung der reichlich vorhandenen Kohlenwasserstoffe bewirkt bei weicher, schlammiger Beschaffenheit der Schichten, daß an gewissen Orten bald dauernd, bald nur zeitweilig Schlamm und Gesteine in der beschriebenen Weise ausgeworfen werden. Auch auf Kertsch und Taman begleiten Schlammvulkane die Kohlenwasserstoffführung der Tertiärschichten.

Unter ähnlichen Verhältnissen wie bei Baku tritt das Erdöl in der Walachei, am Südrande der transsylvanischen Alpen in den Distrikten Dembowitza, Prahowa und Buzeu auf. Auch hier wird das Öl in den mürben Sandsteinen, Sanden und sandigen Schieferen der unteren Partie der Congerenschichten in so beträchtlicher Menge angetroffen, daß das rumänische Öl wirtschaftliche Bedeutung erlangt hat. In der Moldau wird namentlich im Bezirk Bacau Öl gewonnen, das teils aus dem älteren Tertiär, teils aus dem miozänen Salzton stammt. Ein weiteres großes Ölgebiet sind die Karpaten von Galizien, Oberungarn und die Bukowina, mit denen die Moldau in direktem Zusammenhänge steht. Die Karpaten bilden in dem hier in Betracht kommenden Teile ein aus einförmigen sandig-schieferig-tonigen Gesteinen der Kreide- und der älteren Tertiärformation, den Flysch-Gesteinen, zusammengesetztes Kettengebirge, das vorherrschend von Südosten nach Nordwesten streicht. Sowohl gewisse kretazische (Ropianka-Schichten) als alttertiäre Glieder (obere Hieroglyphenschichten, Menilitschiefer, Ciekowicer Sandsteine) und die die Karpaten im Norden umsäumenden miozänen Salzton enthalten an vielen Punkten Öl, jedoch in Mengen, die den amerikanischen, kaukasischen und selbst den rumänischen meistens weit nachstehen. Während bei Baku große Ölmengen auf einem kleinen Raum angehäuft sind, ist der karpatische Ölreichtum auf die große, weit ausgedehnte Fläche der ganzen Flyschzone der Karpaten verteilt. Die Zahl der Ölsundpunkte ist sehr groß, die Produktionsziffer bleibt dagegen weit hinter Kaukasien und Nordamerika zurück. Oligozäne Flyschschichten enthalten auch bei Tegernsee in Oberbayern unbedeutende Ölmengen (St. Quirinus-Öl); und miozäne Schichten (Schlier), die dem galizischen Salzton entsprechen, liefern bei Wels in Oberösterreich große Mengen von Ölgasen, die ähnlich wie in Amerika industriell verwertet werden. Dem unteren und mittleren Oligozän gehören die kleinen Öl- und Asphaltlager von Pechelbrunn, Schwabweiler und Lobsann im Unterelsaß an.

Tertiär sind ferner die Erdölvorkommnisse in den italienischen Provinzen Parma, Modena, Reggio und Chieti, die durch ihre Verbindung mit Schlammvulkanen, Kohlenwasserstoffausströmungen und Salzquellen Interesse erregen. In Braunschweig und Hannover sind Bohrungen auf Erdöl unternommen worden, die jedoch nur zum Teil ein günstiges Resultat ergeben haben. Ostasien besitzt im Pandschab, in Barma und in Japan ausgedehnte und teilweise auch seit langem

ausgebeutete Ölfelder, Südamerika in den argentinischen Provinzen Jujuy und Mendoza. Auch Neuseeland ist durch ein bedeutendes Ölvorkommen ausgezeichnet.

Wie das Erdöl, so findet man den Halbstarren Asphalt und das Bitumen überhaupt in allen Formationen vor. Bekannt ist das Vorkommen von Asphalt (Judenpech, Erdpech) am Toten Meere, wo er häufig auf der Oberfläche schwimmt. Auf der Insel Trinidad an der Küste Südamerikas besteht ein in Tertiärschichten eingesenkter See von 2 km Durchmesser, der mit einer ziemlich festen Asphaltkruste überzogen ist. Von den europäischen Lagern sind MN wichtigsten das im Val Travers bei Neuchâtel, wo der Asphalt den dichten Kalkstein des Urgonien (untere Kreide) durchzieht, ferner das von Lobsann im Unterelsaß, wo Asphaltkalk im unteren Oligozän eingelagert ist. Guten Asphaltkalk liefern die oberjurassischen Pteroceraskalke bei Liminer im Hannoverischen.

Viel seltener als Erdöl und Asphalt ist das Erdwachs (Ozokerit), ein dichter, wachsartiger, gelbbraun bis hyacinthrot gefärbter Körper, der aus ungefähr 84 Prozent Kohlenstoff und 16 Prozent Wasserstoff zusammengesetzt ist. Auch der Ozokerit ist ein Gemenge mehrerer Kohlenwasserstoffverbindungen (nach der Formel $C_{56}H_{112}$), die zwischen 56 und 82° schmelzen. Zuerst von Slanik in der Moldau bekannt geworden, findet er sich hauptsächlich in der miozänen Salzformation am Nordfuß der Karpaten, in Boryslaw und Dzwieniasz (Ostgalizien). Die Lokalität Boryslaw ist die einzige, wo Erdwachs in größeren Mengen gefördert wird; hier wurden auf einem Flächenraum von nur 156 Joch nicht weniger als 12.600 Schächte angelegt. Das Erdwachs bildet zum Teil regelmäßige Schichten, zum Teil erfüllt es die Klüfte im Gestein, in die es als weicher Körper durch den Gebirgsdruck eingepreßt wurde. Gegenwärtig hat die Produktion infolge des überstürzten, fieberhaften Raubbaues den Höhepunkt bereits überschritten.

Seiner Herkunft nach ist das Erdöl und die ihm verwandten Körper auf ehemalige organische Substanzen zurückzuführen. Wie es im Laboratorium gelingt, aus organischen Substanzen durch trockene Destillation leichte wie schwere Kohlenwasserstoffe zu erzeugen, so konnte auch die Natur im Verlaufe großer Zeiträume diesen Prozeß durchführen. Die zahlreichen bituminösen Schiefer, die man in allen Formationen vorfindet, wurden ehemals an einzelnen Orten zur fabrikmäßigen Darstellung von Steinöl und Paraffin ausgenutzt, wie die Liasschiefer in Schwaben und im Banat. Das Bitumen dieser Schiefer wurde von jeher mit den in diesen Schiefen enthaltenen Tierresten in ursächlichen Zusammenhang gebracht.

Die Lehre von der organischen Herkunft stellt sich jedoch nur in den allgemeinen Zügen klar dar. Manche Verhältnisse sind danach schwer zu erklären, so die massenhafte Anhäufung des Erdöls an bestimmten, räumlich begrenzten Orten, wie bei Baku, noch dazu in Schichten, die selbst keine Spuren ehemaligen organischen Lebens erkennen lassen. Man hat für diese Fälle angenommen, daß die Schichten, wo sich das Öl gegenwärtig vorfindet, nicht dieselben zu sein brauchen, in denen es sich ursprünglich gebildet habe. Man kann sich vorstellen, daß das Erdöl als leicht beweglicher Körper seine Lagerstätte innerhalb der geschichteten Erdrinde geändert habe, indem es von porösen Sanden und Sandsteinen aufgesogen wurde, die mit dem ursprünglichen Lager in Berührung standen und dann für gewissemaßen Petroleumrezipienten vorstellen. Indessen räumt auch diese Vorstellung nicht alle Schwierigkeiten hinweg. Es ist daher begreiflich, wenn neben der Theorie von der organischen Herkunft des Petroleums die Emanations-Hypothese ausgestellt wurde, die den Ursprung des Erdöls aus großer Erdtiefe herleitet. Wäre diese Annahme richtig, dann müßte man das Petroleum zunächst längs der großen Bruchlinien und in vulkanischen Gebieten finden, was durchaus nicht der Fall ist, da man nur ganz vereinzelte unbedeutende Kohlenwasserstoff-Exhalationen auf vulkanischem Boden keimt. In neuerer Zeit hat die Spektralanalyse das Vorkommen von Kohlenwasserstoffen in verschiedenen

Himmelskörpern nachgewiesen, und dies hat die Hypothese vom kosmischen Ursprung der Bitumina hervorgerufen, Aber auch diese Hypothese hat nur schwache Stützen.

Da man demnach an der organischen Entstehung der Kohlenwasserstoffe festhalten muß, so wäre noch die Frage zu erörtern, ob man pflanzliche oder tierische Organismen als ihre ursprünglichen Bildner zu betrachten habe. Verdankt das Erdöl seine Entstehung dem Pflanzenreich, dann müssen wir es häufig in Begleitung von Kohlenflözen antreffen. Dies ist aber nur ausnahmsweise der Fall. Dagegen enthalten die Kohlenflöze häufig Einschlüsse wachs- oder harzartiger Natur. Man wird demnach für das Erdöl, den Asphalt und das in sedimentären Schichten so verbreitete Bitumen überhaupt zunächst an tierische Herkunft zu denken haben; für das Erdwachs dagegen, das mit der wachshaltigen Braunkohle, dem Pyropissit, nahe verwandt ist, hat die Annahme vegetabilen Ursprungs einige Wahrscheinlichkeit.

Das Erdöl kann so, wie es aus der Erde gewonnen wird, als schmutzig braunes oder grünliches Rohöl, noch nicht seiner Verwendung zugeführt werden. Das Rohöl ist reich an Gasen, führt noch die bei geringer Temperatur entzündlichen Kohlenwasserstoffe und ist daher feuergefährlich. Um diese zu entfernen, den unangenehmen Geruch zu beseitigen und die schweren Verbindungen, wie Paraffin, Teer etc., vom eigentlichen Brennöl zu trennen, unterzieht man das Rohöl einer mehrfach unterbrochenen (fraktionierten) Destillation, die fast gleichzeitig von Lukasiewicz in Galizien und von Silliman in Amerika angewendet worden ist. Die Destillation wird in eisernen Kesseln vorgenommen, die mit schlangenförmig gewundenen Kühlrohren verbunden sind, und führt zur Bildung von vier Gruppen von Destillationsprodukten. Zuerst verlassen die Destillationsblase jene leicht entzündlichen und flüchtigen Verbindungen, die man als Essenzen zusammenzufassen pflegt- hauptsächlich das Keroselen (auch Petroleumäther, Ligroin, GAZOLIN genannt) und das Benzin. Das Keroselen hat das spezifische Gewicht von 0,65—0,7 und siedet bei 40°, während das Benzin erst zwischen 100 und 200° siedet und ein spezifisches Gewicht von 0,7—0,74 besitzt. Beide verdunsten in der freien Lust rasch und zeichnen sich dadurch aus, daß sie Fette, Öle und dergleichen schnell lösen und ausziehen; daher die Verwendung des Benzins als Fleckwasser. Die zweite Gruppe von Destillationsprodukten bilden die eigentlichen Brennöle: Photogen, Kerosin, raffiniertes Petroleum. Auch dies ist noch ein Gemenge verschiedener Kohlenwasserstoffverbindungen, deren spezifisches Gewicht zwischen 0,70 und 0,74, deren Siedepunkt zwischen 200° und 300° schwankt. Die dritte Gruppe von Destillationsprodukten bilden die Solar- und Schmieröle mit dem spezifischen Gewicht von 0,8—0,93. Bei der weiteren Fortsetzung des Destillationsprozesses erhält man zunächst sehr paraffinreiches Öl und endlich das weiße, flockige Paraffin in fester Form. Der asphalt- oder teerartige Rückstand wird häufig selbständiger fabrikmäßiger Behandlung unterzogen, deren letztes Endprodukt Koks bildet. Dies ist der Gang des Destillationsprozesses. Die dabei ausfallenden Produkte sind jedoch noch zahlreicher als die hier genannten und ermöglichen die Herstellung zahlreicher verwandter Fabrikate. Das Brennöl wird nach Beendigung der Destillation mit Schwefelsäure gemischt, um noch vorhandene fremde, mineralische Beimengungen zu zerstören, und schließlich im Sonnenlicht gebleicht. Nur solches Petroleum, das, aus 40° C. erhitzt, keine brennbaren Dämpfe ausstößt, kann als Brennöl ohne Gefahr verwendet werden. In Frankreich und Italien wird Öl durch Destillation bituminöser Schiefer gewonnen.

Das Erdwachs liefert bei der Destillation hauptsächlich Paraffin und das dem Bienenwachs ähnliche und es ersetzende Ceresin, in viel geringerer Menge mineralische Öle, wie sie auch bei der Destillation von Erdöl gewonnen werden. Der Asphalt wird, so wie Teer, zum Kalfatern der Schiffe, zu Dachpappe, zu Firnissen und Kitten verwendet. Gemengt mit Kalksteinpulver, dient der Asphalt oder Asphaltkalkstein zur Pflasterung.

Welch hohe Bedeutung die Kohlenwasserstoffe für den Menschen besitzen, ergibt sich am deutlichsten aus der Höhe und dem raschen Anwachsen der Produktion. Die höchsten Ziffern unter allen Ölgebieten weisen Pennsylvanien und New York ans. Die Erzeugung begann im Jahre 1859 am Oil Creek in Pennsylvanien mit 2000 Barrels (zu 42 Gallonen), stieg schon im nächstfolgenden Jahre auf 200.000 Barrels und im folgenden Jahre (1861) auf 2.110.000 Barrels. Von da an stieg sie allmählich, bis im Jahre 1876 die Summe von 9.015.000 Barrels erreicht war. Seit 1876 nahm die Produktion fortdauernd so stark zu, daß im Jahre 1882 bereits 30.460.000 Barrels gewonnen wurden. Die Gesamtsumme des in den Staaten Pennsylvanien und New York von 1859—82 geförderten Öles betrug 216.083.000 Barrels. Seit 1882 aber macht sich in Pennsylvanien eine stetige, wenn auch langsame Abnahme der Erzeugung geltend: nach I. F. Carll hat die Produktion des Jahres 1884 nur die Ziffer von 23.744.924 Barrels erreicht. Nordamerika insgesamt lieferte 1891: 54.291.980, 1892: 50.509.136 Barrels, und 1893 erfolgte eine weitere Abnahme der Produktion. In Kalifornien wurden im Jahre 1882: 70.000 Barrels Öl produziert. Den Wert des in Nordamerika gewonnenen natürlichen Gases (vgl. S. 581) schätzte man 1884 auf 29, 1886 auf 40 Millionen Mark; 1891 aber wurde hier natürliches Gas im Werte von 310 Millionen und 1892 solches für 296 Millionen Mark gewonnen. In allen kultivierten Gegenden der Erde wurde in den letzten 35 Jahren amerikanisches Öl verbraucht, und enorme Reichtümer flössen dafür nach Pennsylvanien, das, von der Natur mit Petroleum und Kohle überreich bedacht, einen ungeahnten Aufschwung nahm. Grund und Boden stieg ungeheuer im Wert, und volkreiche Städte schossen über Nacht aus dem ölgetränkten Boden. An der Stelle, wo im Mai 1865 zwei Häuser standen, gab es im August desselben Jahres eine Stadt, Pithole City, von 14.000 Einwohnern, und ein ähnliches Anwachsen der Bevölkerung erlebten auch viele andere Gegenden.

Im Gebiete von Baku hat die Ölproduktion ein höheres Alter. Schon im Jahre 1832 wurden 150.000 Pud — 2457 Meterzentner gewonnen, und alljährlich war ein stetiges Steigen der Produktion zu verzeichnen, die im Jahre 1872, als die ersten Bohrlöcher angelegt wurden, 1.535.981 Pud — 251.594 Meterzentner betrug. Im Jahre 1876 wurden 11 Mill. Pud — 1.801.800 Meterzentner, im Jahre 1881: 30 Mill. Pud — 4.914.000 Meterzentner und im Jahre 1883 zwischen 55 und 65 Mill. Pud = 9.009.000—9.172.800 Meterzentner gewonnen. Während der ersten 9 Monate des Jahres 1891 lieferte Apscheron 213.056.000, während derselben Frist im darauffolgenden Jahre 213.560.157 Pud. Die stete Steigerung der Ölproduktion von Baku macht die langsame Abnahme der nordamerikanischen vollkommen wett. Der größte Teil des kaukasischen Öles wird in Rußland selbst verbraucht; in neuerer Zeit faßt das kaukasische Öl jedoch auch in Mitteleuropa festen Fuß.

Gegen die enormen Ölmengen, die von Pennsylvanien und von Kaukasien produziert werden, verschwinden die anderer Gegenden fast ganz. So betrug die Produktion Galiziens im Jahre 1883: 185.852, im Jahre 1892 auch nur 860.447 metrische Zentner (zu 100 kg). Von den Gebieten, die außer den Vereinigten Staaten und Rußland noch Rohöl liefern (Kanada, Holländisch-Indien, Galizien, Rumänien, Peru, Argentinien und Ecuador), werden wohl noch manche zu großer wirtschaftlicher Bedeutung gelangen. Die Erdwachsproduktion von Boryslaw und den benachbarten Lokalitäten betrug im Jahre 1883: 118.500 Meterzentner Öl.



[p.586]

12. Die metallischen Minerale.

Inhalt: Spezifisches Gewicht der Metalle und ihr Vorkommen. Urheimat der schweren Metalle. Erzlagerstätten. — Gold. — Platin. — Silber. — Quecksilber. — Kupfer. — Blei. — Zink. — Zinn. — Nickel und Kobalt. — Eisen. — Mangan, Chrom, Uran, Antimon, Arsen, Wismut, Wolfram.

Eine weitaus größere Mannigfaltigkeit als die brennbaren Mineralstoffe bieten sowohl nach ihrem Vorkommen als nach ihrer chemischen Natur die metallischen Minerale dar. Nur wenige Metalle, die gegen die Einwirkung chemischer Kräfte besonders widerstandsfähig sind, liefert uns die Natur in chemisch reiner, gediegener Form, wie das Gold und das Platin; die meisten erscheinen in Verbindung mit fremden Stoffen, wie Sauerstoff, Kohlenstoff, Schwefel, Antimon, Arsen, Chlor und anderen. Man nennt diese Verbindungen Erze und gewinnt daraus die reinen Metalle durch verschiedenartige Schmelz- und Läuterungsprozesse.

Zu den Metallen gehören manche der seltensten und kostbarsten Stoffe der Erde, die sich in der dem Menschen zugänglichen Erdkruste nur so spärlich vorfinden, daß sich der Bedarf in engen Grenzen zu bewegen gezwungen ist; so das Gold, das Platin, selbst das Silber und Quecksilber. Anders Metalls dagegen sind in einer Menge angehäuft, die den tatsächlichen Bedarf des Menschen weit übersteigt, wie das wichtige Eisen. Die verschiedene Häufigkeit der Metalle ist keine zufällige Erscheinung: die seltensten Metalle sind zugleich die spezifisch schwersten, die häufigeren die spezifisch leichteren. Die Reihe der Metalle, ungeordnet nach dem Eigengewicht, gibt gleichzeitig ein ungefähres Bild des Häufigkeitsverhältnisses. Das Iridium mit dem spezifischen Gewicht 22,23, Platin mit 21,5, Gold mit 19,253 bilden die erste Gruppe der schwersten und seltensten Metalle; Gold, das leichteste unter ihnen, ist auch das verhältnismäßig häufigste. Die zweite Gruppe von Metallen besteht aus dem seltenen Thallium mit 11,9, Palladium mit 11,8, dem häufigen Blei mit dem spezifischen Gewicht 11,352, Silber mit 18,474, Wismut mit 9,822, Kupfer mit 8,8, Nickel mit 8,276, Eisen mit 7,84 etc. Zwischen dieser zweiten Reihe und der Gruppe der schwersten Metalle besteht eine Lücke, in die sich nur das fremdartige Quecksilber mit dem Eigengewicht 13,596 einstellt.

Die spezifischen Gewichte sind schon recht genau bestimmt. Heute z.B.:
Iridium: 22,56 g/cm³
Platin: 21,45 g/cm³
Gold: 19,32 g/cm³

Dieses Verhältnis gilt indessen nur für die Erdoberfläche. Im Inneren der Erde herrschen andere Bedingungen; hier müssen viel mehr schwere Massen angehäuft sein. Die Physiker haben ermittelt, daß das Eigengewicht der Erde ungefähr 5,56 beträgt, während das der Felsarten, die die Erdkruste zusammensetzen, ungefähr zwischen 2,5 und 3 schwankt, wobei zu bemerken ist, daß darunter die vulkanischen Gesteine die höchsten Gewichtsziffern aufweisen. Die Differenz zwischen dem Eigengewicht der Erdkruste und der Erde als Ganzes kann nur durch die Annahme einer Anhäufung von Metallen im glühenden Erdinneren erklärt werden. Aus verschiedenen Gründen kann man es als wahrscheinlich betrachten, daß unter diesen Metallen das Eisen vorwiegt, während der innerste Kern der Erde die eigentliche Urheimat und Vereinigungsstätte der schwersten, auf der Oberfläche seltensten Metalle bilden dürfte. Diese wären dem Blicke des Menschen vielleicht für immer entrückt, wenn nicht vulkanische Eruptionen und Emanationen oder heiße Quellen deutliche Spuren der im Inneren angehäuften Schätze aus die Oberfläche gebracht und dem Menschen erreichbar gemacht hätten. Bei vielen wichtigen Lagerstätten ist der vulkanische Ursprung der edlen Metalle (vgl. z. B. unten, S. 591) klar und unbezweifelbar. Es gibt aber auch Anhäufungen von Metallen, die ebenso sicher als Absätze aus wässriger Lösung

betrachtet werden müssen; in diesen Fällen hat aber das Wasser nur die vermittelnde Rolle gespielt, es hat nur abgelagert, was es an anderen Orten aus Gesteinen in Lösung gebracht hat.

Die Gesteine, die sich in erster Linie durch Metallführung auszeichnen, sind die vulkanischen Gesteine, ferner der Granit und seine Verwandten und die kristallinen Schiefer. Fr. Sandberger hat bewiesen, daß im Glimmer, Augit, Olivin und in der Hornblende dieser Gesteine kleine Mengen von Kupfer, Blei, Kobalt, Nickel, Wismut, Silber, Arsen, Eisen, Antimon und Zinn enthalten sind, und Marx hat in jungvulkanischen Andesiten Zink gefunden. Alle diese Metalle können durch Verwitterung und andere Umwandlungsprozesse in lösliche Verbindungen übergeführt und vom Wasser ausgenommen werden. Einmal drin in dem Laufe der großen, tausendfach verzweigten Wasserströmung, die die Oberfläche der Erde umkreist und ihre Kruste durchsetzt, können sie an einzelnen Orten abgelagert werden, die eine fortwährende Anreicherung mit den betreffenden Metallen erfahren und sich später als Erzlagerstätten darstellen.

Schon aus diesen wenigen Bemerkungen geht hervor, daß die Vorgänge, unter denen sich Erze und Erzlagerstätten gebildet haben, mannigfaltig und verwickelt waren. Die Entstehungsweise der Erzlagerstätten ist ebenso verschiedenartig wie ihre mineralogische Zusammensetzung, ihr geologischer Bau, ihr geologisches Alter. Ein und dasselbe Metall kann in mehreren mineralogischen Formen als Erz auftreten und auf Lagerstätten von ganz abweichender Struktur und Entstehung vorkommen, während andererseits auf derselben Lagerstätte mehrere Erze und Metalle vergesellschaftet sein können. Die Erzlager gewähren daher kein so einheitliches Bild wie etwa die Kohlen- und Salzlager, sondern die Mannigfaltigkeit der Erscheinungsformen ist so groß, daß es sogar schwer fällt, zu einer übersichtlichen Klassifikation der Erzlager zu gelangen.

Die einfachste Form repräsentieren die sedimentären Lagerstätten. Wie Kalkstein, Sandstein oder andere sedimentäre Gesteine in regelmäßigen Schichten abgesetzt erscheinen, so können auch gewisse Erze in Forni von Schichten oder Flözen auftreten, die man als „Bodensatzbildungen“ zu betrachten hat. In Bezug auf Zahl, Mächtigkeit und horizontale Ausdehnung sind die Erzflöze ähnlichen Schwankungen unterworfen wie die Kohlenflöze; doch ist ihre Mächtigkeit und Ausdehnung meist geringer. Als Bestandteile des geschichteten Gebirges unterliegen die Erzflöze denselben Faltungen und Verwerfungen wie das begleitende Gestein. Wenn sich mit großer Mächtigkeit eine geringe Ausdehnung in der Fläche verbindet, spricht man nicht mehr von Flözen, sondern von Lagern und Lagerstöcken. Ist die sedimentäre Erzbildung nicht ausgelehnt, sondern nur auf einzelne Partien beschränkt, so entstehen „Erznieren und -Nester“.

Wenn man in einem vulkanischen Gestein Erze in einer solchen Weise eingeschlossen findet, daß man eine gleichzeitige Bildung beider, des Erzes und des Gesteines, annehmen muß, so spricht man von eruptiven oder massigen Lagerstätten. Das Erz durchsetzt in solchen Fällen entweder mehr oder minder gleichmäßig das ganze Gestein, oder es erscheint da und dort in kleineren Nestern und Stöcken angehäuft.

Der größten Mannigfaltigkeit begegnet man bei der dritten Gruppe, den Hohlraumausfüllungen, innerhalb deren man Spaltenfüllungen oder Gänge und Höhlenfüllungen unterscheidet. Die Spaltenfüllungen oder Gänge nehmen sowohl in wissenschaftlicher als ökonomischer Hinsicht die hervorragendere Stellung ein.

Alle Gebirge sedimentärer wie vulkanischer Entstehung werden von geradlinigen Klüften durchzogen, deren Entstehung meist den Spannungsdifferenzen infolge der Gebirgs- und Faltenbildung, doch auch dem Austrocknen sedimentärer Gesteine und dem Abkühlen vulkanischer Gesteine zuzuschreiben ist. Derartige Spalten bleiben zuweilen leer oder werden nur mit sandig-tonigem, oberflächlich eingeschwemmtem Material oder mit dem Zerreibsel der

Nachbargesteine ausgefüllt; häufig aber sind sie von vulkanischem Magma durchdrungen oder erhalten eine auf verschiedenem Wege zu stände kommende Mineral- und Erzfüllung. Diese letztgenannten Gänge heißen Erzgänge, werden vom Menschen ihres wertvollen Inhalts wegen eifrig ausgesucht und bis in große Tiefen verfolgt. Sie sind stets jünger als das Gestein, in dem sie „aufsetzen“, und haben ihr eigenes Streichen und Fallen, das in verschiedenartiger Weise das Streichen und Fallen der Schichten verquert. Fast nie erscheinen Gänge vereinzelt, sondern treten meist in größerer Zahl auf und sind dann bald einander ungefähr parallel oder strahlig, selbst netzartig angeordnet. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt, ebenso ihre Ausdehnung in die Tiefe. Von den papierdünnen „Blättern“ und den kleinen, „Trümmer“ genannten Gängen bis zu den Hauptgängen, die mehrere Meter mächtig sind, finden sich alle Übergänge. Einzelne verschwinden in geringer Tiefe, anders hat man bis in die Tiefe von 1000 m verfolgt (Adalbertschacht bei Prizbram); und diese setzen in noch größere Tiefen, die „ewige Teufe“ nach dem poetischen Bergmannsausdruck, fort. Ebenso wandelbar ist die Längenausdehnung der Gänge. Während der Spitaler Gang in Schemnitz die Länge einer deutschen Meile und der Muttergang

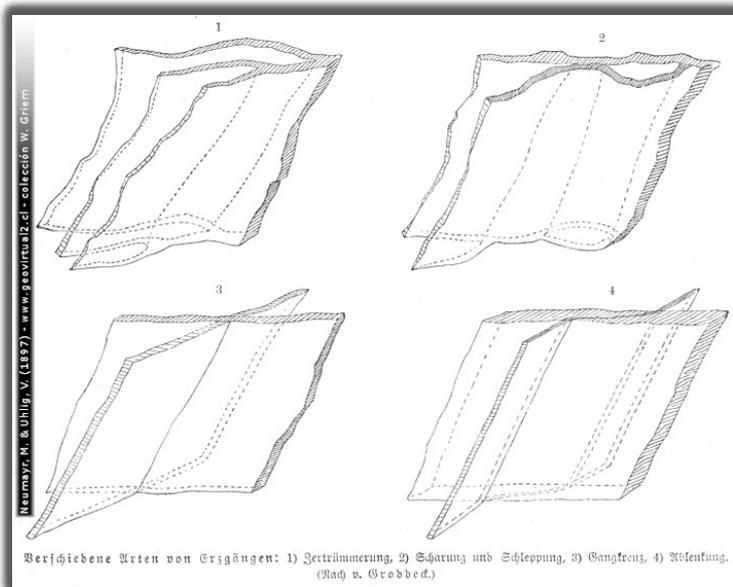


Abb. 33: Verschiedene Arten von Erzgängen (nach Grobdeck) – 1. Zertrümmerung; 2. Scharung und Schleppung; 3. Gangkreuz; 4. Ablenkung

in Kalifornien gar die Länge von 90 englischen Meilen hat, können wieder andere nur auf eine geringe Zahl von Metern verfolgt werden. Die Spaltenatur der Gänge erhellt recht deutlich aus der Art des Auskeilens, die zuweilen unter Zertrümmerung oder Zerschlagung des Ganges erfolgt. Der Gang zerfällt oder teilt sich in mehrere kleine Gänge oder Trümmer, die noch eine Strecke weit, meist mit etwas abweichendem Streichen, fortziehen und endlich ganz verschwinden (s. Abbildung 33, Fig. 1). Das Zerschlagen der Gänge tritt namentlich beim Übersetzen von einer Gesteinsart in eine andere ein. Verschiedenfältige Komplikationen ergeben sich beim Zusammentreffen der Gänge. Wenn zwei Gänge unter spitzem Winkel zusammenkommen und dann gemeinschaftlich fortstreichen, so spricht man von einer Scharung der Gänge (Abb. 33, Fig. 2). Wenn sich zwei Gänge durchkreuzen oder durchsetzen, ohne einander in ihrem Verlaufe weiter zu beeinflussen, so entsteht ein Gangkreuz (Abb. 33, Fig. 3). Kommt ein Gang an einen anderen Gang oder eine Kluft heran, so tritt häufig eine derartige Ab- oder Auslenkung des ersten Ganges ein, daß er den zweiten eine Zeitlang begleitet und dann erst selbständig durchbricht. Der abgelenkte oder geschleppte Gang erscheint dann stets als der jüngere, der Ablenker als der ältere (Abb. 33, Fig. 4). Ist das gangführende Gestein von Verwerfungen durchsetzt, so können auch die Gänge selbst davon betroffen sein.

Die Ausfüllung der Gangspalten ist in manchen Fällen, namentlich bei den einfachen Gängen, streng symmetrisch. Die beiden Wände der Spalte sind mit parallelen, einander beiderseits entsprechenden Krusten von Mineralen belegt, die in der Mitte der Spalte unter Freilassen eines schmalen Drusenraumes zusammenstoßen (s. Abbildung, S. 590). Die an die Wand der Spalte angelegten Krusten sind die zuerst abgesetzten, die die Mitte ausfüllenden dagegen die

jüngsten. In vielen Fällen eröffnet Quarz für sich oder gemengt mit geschwefelten Erzen die Krustenbildung. Sodann erscheint eine Lage, in der geschwefelte Erze vorherrschen, und den Beschluß bilden häufig Füllungen von Kalk- und Schwerspaten. Ist die Symmetrie der Füllung in einem sonst regelmäßig gebauten Gange gestört, so erklärt sich dies meist aus nochmaligem Aufreißen der Spalte, verbunden mit neuerlicher Füllung.

Verwickelter ist der Bau der zusammengesetzten Gänge. Diese bestehen aus einem vorherrschenden Ganggestein, in dem zahlreiche kleinere, mit Mineralen erfüllte Gänge und Trümmer in mehr oder minder unregelmäßiger Verteilung „aufsetzen“. Das Ganggestein ist entweder unverändertes Nebengestein oder aus diesem durch chemische Umwandlung oder mechanische Zertrümmerung hervorgegangen.

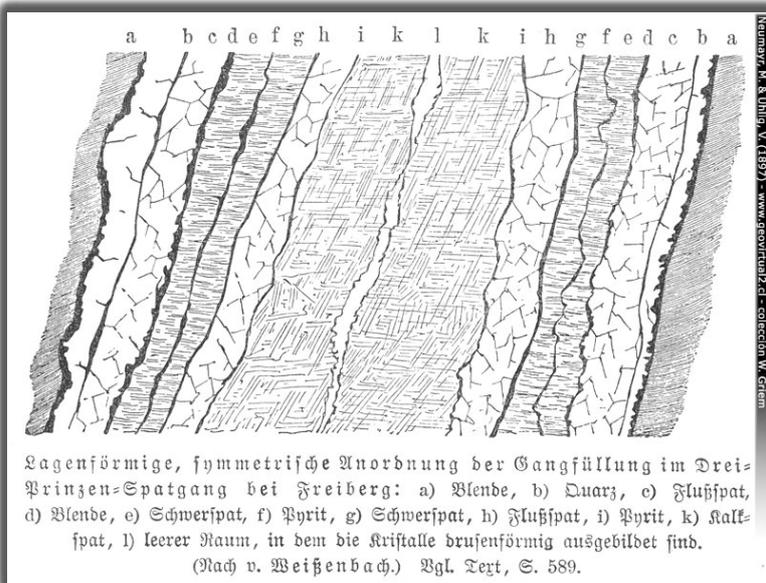


Abb. 34: Lagenförmige, symmetrische Anordnung der Gangfüllung im Drei-Prinzen Spatgang bei Freiberg. (nach Weissenbach)

Auffallende Veränderungen erleidet die Beschaffenheit der Gänge in der Oberflächenzone, weil diese den nachhaltigen Einwirkungen der Atmosphäre ausgesetzt ist. Namentlich der Spateisenstein und die eisenhaltigen Kiese werden davon betroffen und in porösen Braun- und Roteisenstein umgewandelt; daher hat diese Zersetzung den charakteristischen Namen „eiserner Hut“ erhalten. Kieslager und Lagergänge weisen diese Erscheinung in besonders ausgeprägter

Weise ans; aber auch bei reichen Blei-, Silber-, Kupfer- und Goldgängen, in denen die reichen Erze mit eisenhaltigen Kiesen zusammen Vorkommen, fehlt sie nicht. Mit den Braun- und Noteisenerzen des eisernen Hutes treten dann Weißbleierz, Vitriole, gediegenes Silber, Kupfer, Chlorsilber, Kupferkarbonate etc. auf. In Bolivia und Chile sind die geschwefelten Silbererze der Tiefe in der Oberflächenzone in oxydische Erze umgewandelt.

Die Frage nach der Entstehung der Gangfüllungen gehört zu den schwierigsten der Geologie. Wo die Gänge mit regelmäßigen Mineralkrusten erfüllt sind, da wurden die Gangarten und Erze unzweifelhaft aus wässriger Lösung abgesetzt. Die Mineralsubstanzen mögen dann wohl in manchen Fällen durch Auslaugung des Nebengesteins gewonnen worden sein, wie es die Lateralsekretionstheorie fordert. In anderen Fällen verdanken die Ausfüllungsmassen der Gänge ihre Entstehung den größeren Tiefen des Erdinneren, aus den, sie durch heiße Quellen oder als Sublimationsprodukte heißer Eruptivmassen zur Oberfläche gebracht wurden. Lagerstätten, die als unregelmäßige Höhlenfüllungen anzusprechen sind, kennt man nur im Kalk- und Dolomitgebirge, da nur in diesem die Möglichkeit für die Bildung unregelmäßiger Höhlungen gegeben ist. Nur im Kalkgebirge können bestehende Spalten durch die lösende und auswaschende Tätigkeit des Wassers zu unregelmäßigen Höhlungen ausgeweitet werden. Wenn solche Höhlungen durch die Gunst besonderer glücklicher Umstände, z.B. aufsteigende heiße Quellen, eine Mineralfüllung erhalten, so setzen sich die Mineralwasser lagenförmig ab, erfüllen mehr oder minder

die vorhandenen Räume, dringen aber auch häufig in die Wandungen ein, deren Substanz auf dem Wege der Pseudomorphose teilweise ersetzend. Dadurch kann zuweilen auch das Nebengestein so veredelt werden, daß es als Erz gewonnen werden kann. Auf diese Weise entstehen Lagerstätten von unregelmäßiger, nester-, stock-, butzen- oder taschen-, selbst schlotartiger Form; eine durchaus scharfe Grenze gegen die Gangfüllungen ist aber nicht vorhanden.



Abb. 35: Erzstufen (von Theodor Alphons)

1. Gediegen Silber. Aus Würfeln aufgebauter Kristallstock aus Kongsberg (Schweden)
2. Zinnstein. Zwillingkristalle auf Quarzkristallen aufgewachsen Schlaggenwald, Böhmen.
3. Hämatit, Tafelförmige Kristalle, sogenannte Eisenrosen mit aufsitzendem Feldspat, von St. Gotthard, Schweiz.
4. Zinkblende. Zwillingkristalle, auf Quarz aufsitzend von Kapnik in Ungarn.
5. Zinnober. Druse von Rhomboedern auf Sandstein, Almadén in Spanien.
6. Gediegen Gold, Kristallstock, aufgebaut aus Würfeln in Kombination mit Oktaeder, von Vöröspatak in Siebenbürgen.
7. Gediegen Kupfer. Ästiger Stock von Zwillingkristallen, vom Oberen See in Nordamerika.
8. Bleiglanz. Einzelkristall mit vorwiegender Entwicklung des Oktaeders mit Kalkspat auf Eisenspat aufgewachsen, von Mitloch im Bergischen.

Als vierte Gruppe der Erzlagerstätten haben wir, wenn wir der trefflichen Einteilung von A. v. Groddeck folgen, die Kontaktlagerstätten anzuführen. Wo Sedimentärgesteine von eruptiven durchbrochen werden, verlieren sie an der Grenze gegen das vulkanische Magma unter dessen Einwirkung häufig ihre normale Beschaffenheit: dichter Kalk wird z. B. oft in Marmor umgewandelt. Je weiter man sich von der Kontaktfläche entfernt, desto geringer ist die Veränderung, bis das veränderte Gestein allmählich wieder die Beschaffenheit des normalen annimmt. Wenn das vulkanische Magma mit Mineralstoffen und Metallen angereichert war, konnten diese an der

Grenze aufgespeichert und durch Pseudomorphose an das veränderte Nebengestein abgegeben werden. Die auf diese Weise entstehenden Kontaktlagerstätten, wie die von Christiania, die des Banats etc., haben zumeist eine unregelmäßige Stockform.

Die letzte Gruppe endlich bilden die Trümmerlagerstätten, die durch mechanische und teilweise auch chemische Zerstörung ursprünglicher Lagerstätten entstanden sind. Das zerkleinerte Material wurde durch das Wasser der Flüsse fortgeführt und in den Anschwemmungen wieder abgelagert. Namentlich die chemisch schwer veränderlichen edlen Metalle, wie Gold und Platin, aber auch Zinn und Magneteisen, erhalten sich in derartig oberflächlichen, geologisch jungen Schwemmbildungen, die mit einem Kunstausdruck Seifen heißen. Sie haben den Menschen zuerst auf die Spur der Metalle geführt und zu deren Entdeckung wesentlich beigetragen.

Die Besprechung der einzelnen Metalle beginnen wir mit dem edelsten, dem Gold. Das Gold erscheint bald kristallisiert in kleinen Würfelchen, deren Ecken durch die Oktaederflächen abgestumpft sind (s. die beigeheftete Tafel „Erzstufen“, Fig. 6), bald nimmt es dendritisch-gestrickte, moosähnliche oder plattige Formen an. Seine speisgelbe oder messinggelbe Färbung hat Ähnlichkeit mit der des Pyrits oder Eisenkieses, was Unkundige veranlaßt, dieses gemeine Mineral für Gold zu halten. Das Gold läßt sich indessen durch sein hohes spezifisches Gewicht, seine Geschmeidigkeit und Dehnbarkeit, durch gelben Strich und geringere Härte (2,5—3) leicht vom Eisenkies unterscheiden. Dem Gold ist nicht selten eine kleine Menge Silber, zuweilen auch Kupfer, Eisen etc. beigesellt, wodurch das spezifische Gewicht von der Ziffer des chemisch reinen Goldes 19.253 bis auf 15, ja selbst 12,66 herabgedrückt werden kann.

Unter den Lagerstätten des Goldes lassen sich vier Gruppen unterscheiden. Die erste gehört zu den massigen Lagerstätten. Das Gold ist in feinen Partien einem kristallinen Gestein regellos eingelagert, wie dem Granit an einzelnen Punkten Brasiliens und der südamerikanischen Westküste, oder dem Serpentin, einem Umwandlungsprodukt von Olivinfels, in Nijni Tagilsk. Die zweite Abteilung bilden Gänge, die in vulkanischen Gesteinen aufsetzen oder mindestens von vulkanischen Gesteinen begleitet werden. In solchen Gängen hat das Gold stets Silber im Gefolge und steht bald mit dem jungvulkanischen Propylit oder Grünsteintrachyt (bei einigen Goldgängen von Queensland, Neuseeland, beim großen Comstockgang in Nevada und in Schemnitz in Oberungarn), bald mit älteren, hornblendehaltigen Gesteinen in Verbindung, wie bei vielen Goldgängen der Kolonie Victoria. Innerhalb dieser Gänge ist das Gold keineswegs gleichmäßig verteilt, sondern einzelne, ungefähr linsenförmige Masten, die längs bestimmter Linien in die Tiefe ziehen, erweisen sich als ganz besonders goldreich. Man nennt sie in Nevada „Bonanzas“, in Schemnitz „edle Säulen“ und glaubt darin direkt die Andeutung der ehemaligen Exhalationsschlote erblicken zu dürfen.

Eine dritte Gruppe von Goldlagerstätten zählt ebenfalls zu den Gängen. Das sind die Quarzgänge, die ohne Verbindung mit vulkanischen Gesteinen im Schiefergebirge, besonders an der Grenze von Schiefer und Granit und im Granit selbst Vorkommen ohne nachweisbare Verbindung mit Eruptivgesteinen. Gänge dieser Art zeichnen sich durch besondere Länge aus, wie der schon genannte Muttergang in Kalifornien; auch ist ihre Zahl in den einzelnen Golddistrikten meist bedeutend. Das Gold ist auf Quarzgängen bald in gediegener Form der Quarzmasse eingesprengt, bald in inniger Verbindung mit Schwefel- und Kupferkies, namentlich Arsenikkies. Auch bei diesen Gängen ist der Goldgehalt nicht gleichmäßig; er beschränkt sich nach Trinker meist auf bestimmte, untereinander parallele Regionen, die den Quarz wie schräge Säulen durchziehen. Diese Erscheinung, die man mit der Bezeichnung „Adelsvorschub“ belegt, aber noch nicht genügend erklärt hat, trägt viel dazu bei, den Bergbau auf Goldquarzgängen zu erschweren. Die Beispiele für Quarzgoldgänge sind zahlreich. Hierher gehören viele Gänge in Kalifornien, in

Neukaledonien, im Amurland, in Neuseeland, Australien, im Transvaal, die aufgelassenen Goldgänge in Böhmen und in den Ostalpen etc.

Die letzte Abteilung der Goldlager bilden die „Seifen“, die losen Anhäufungen von Edelmetall im Schwemmlande, die durch Zersetzung und Umlagerung entstanden sind und sich in allen größeren Goldfeldern der Erde, namentlich im Gefolge der Quarzgoldgänge vorfinden. Die Vorgänge, die zur Bildung der Goldseifen geführt haben, sind nicht so einfach, als man sich früher vielfach vorgestellt hat. Man macht nämlich die Beobachtung, daß das Gold der Seifen chemisch viel reiner ist als das Gold der anstehenden Lagerstätten, aus denen das Seifengold der Lage nach unzweifelhaft herrührt. In den Quarzgängen findet sich das Gold oft mit Kiesen innig gemengt, in den Seifen dagegen gediegen und in Körnern und Klumpen oder „Nuggets“ von so bedeutender Größe, wie sie in anstehenden Lagern unbekannt sind. So fand man im Jahr 1841 zu Slatoust im Ural einen Goldklumpen von 43 kg, zu Mijask einen von 48 kg-. Es reicht demnach die Annahme einer einfachen mechanischen Umlagerung zur Erklärung der Verhältnisse in den Seifen nicht aus; es muß angenommen werden, daß hier eine Lösung des Goldes, verbunden mit nachheriger Reduktion, Fällung und Konzentration, stattgefunden habe. Die Lösung konnte nach Egleston unter Mitwirkung von Chlor, Nitraten und Alkalien, die Reduktion unter Einfluß von organischer Substanz vor sich gegangen sein. Das meiste Gold, das sich in den Händen der Menschen befindet, stammt aus dem Schwemmlande. Der Goldreichtum derartiger Ablagerungen erweist sich nach ihrer Entdeckung als großartig, die Gewinnung als billig und leicht; daher ist die Produktion bedeutend. Der Reichtum nimmt aber rasch ab; und nachdem die erste reiche Goldenernte im Schwemmland eingeheimst ist, wendet man sich bald den ursprünglichen Lagerstätten zu, deren Reichtum freilich häufig hinter den gehegten Erwartungen zurücksteht, da reiche Seifen keineswegs ebenso reiche ursprüngliche Lagerstätten zur Voraussetzung haben. Diesen Gang nahm die Goldgewinnung im Mittelalter in Böhmen, in der zweiten Hälfte unseres Jahrhunderts in Kalifornien und endlich in Australien.

Zu den goldreichsten Gebieten der Erde gehört ohne Zweifel der westliche Teil von Nordamerika. Hier verläuft parallel der Westküste eine Reihe hoher und langgezogener erzeicher Gebirgsketten, die man als Anden zusammenzufassen pflegt. Die Metallvorkommnisse beginnen bereits im hohen Norden, in Britisch-Columbia, wo sich mehrere Goldwäschen befinden; doch erst auf dem Gebiete der Vereinigten Staaten nimmt der Erzeichtum seine wahre Bedeutung an. Er ist nach El. King in vier Gangzügen angehäuft, von denen der westlichste der Küstenkette entlang läuft und Quecksilber, Zinn und Chromeisen führt. Die beiden folgenden liegen am Westabhang der mächtigen Sierra Nevada. Von diesen enthält der westlichere, nahe dem Fuße des Gebirges gelegene, hauptsächlich Kupfer, während der östlichere aus goldführenden, in Granit aussetzenden Quarzgängen besteht. Diese Gänge, unter denen sich auch der Muttergang befindet, sind es, die das Material für die so überreichen Goldseifen Kaliforniens geliefert haben. Die vierte Gangzone endlich liegt auf der Ostseite der Sierra Nevada in einem durchaus vulkanischen Gebiet und enthält neben Gold hauptsächlich Silber. Hier befindet sich der berühmte Comstocklode, der größte Gold- und Silbergang, der jemals von Menschen abgebaut worden ist. Züge von Erzgängen befinden sich weiter in Arizona, Neumexiko und Colorado.

Die Erschließung des kalifornischen Goldreichtums ging vom alluvialen Schwemmland aus. Einzelne Goldsunde waren den Jesuiten, die die Missionen leiteten, schon zur Zeit der spanischen Herrschaft bekannt gewesen, wurden aber in der richtigen Voraussicht verheimlicht, daß dadurch die ruhigen Verhältnisse des Landes Abbruch leiden könnten. So begann denn die Goldgewinnung erst 1848, als es bekannt wurde, daß auf dem Gute des Kapitäns Sutter im Rinnsale des Flusses Gold gefunden worden sei. Nach einem Vierteljahr beschäftigten sich bereits 3000

Menschen mit Goldwäscherei. Alles strömte in die goldführenden Gebiete, neue Städte und Ansiedelungen entstanden, und ein enormer Reichtum fiel den ersten Goldgräbern zu. Der alte Sutter aber wurde von ruchlosen Leuten vertrieben, seiner Habe beraubt und zum Bettler gemacht.

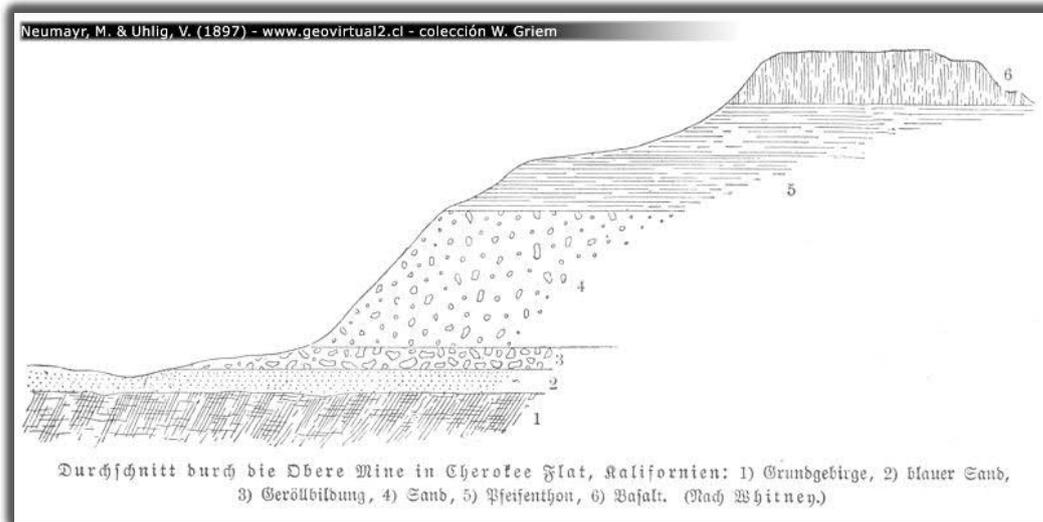


Abb. 36: Durchschnitt durch die Obere Mine in Cherokee Flat, Kalifornien (nach Whitney)

Die Goldwäschereien bewegten sich anfangs in den gegenwärtigen alluvialen Flußanschwemmungen, den „flat placers“, wo die Arbeit am leichtesten von statten geht. Nach ihrer Erschöpfung mußte man die älteren und höher gelegenen Goldseifen in Angriff nehmen. Diese bilden eine bis 300, ja 400 in mächtige, ziemlich feste Anhäufung von Geschieben und Gebirgsschutt und werden von Marcou als eine Gletscherbildung beschrieben (s. obenstehende Abbildung). Ihre Ausdehnung wird auf 800—900 Quadratmeilen geschätzt. Darüber breitet sich eine 50—100 Fuß mächtige Decke von schwarzer, basaltischer Lava plattenartig aus, die den mächtigen erloschenen Vulkanen der Sierra entströmt ist und der Landschaft ein bezeichnendes Gepräge verleiht. Die Basaltdecke bedingt zwar eine erhebliche Erschwerung der Goldgewinnung; ohne sie wäre aber das goldführende Schuttland dem zerstörenden Fluß- und Regenwasser viel mehr ausgesetzt gewesen, als dies jetzt der Fall ist.

Die älteren „deep placers“ wurden seit 1852 mit hydraulischen Werken ausgebeutet. Von höheren Gehängen führt man in besonderen Leitungen Wasser herbei und läßt den unter hohem hydrostatischen Druck austretenden Wasserstrahl (s. Abbildung 37) auf die zu lockernde Schuttwand einwirken. Der Effekt dieser einfachen Methode soll großartig sein. Ganze Berge werden auf diese Weise in kurzer Zeit durchgewühlt und hinweggeschwemmt, ganze Täler mit dem rein gewaschenen Kies und Sand erfüllt. Die blühendsten Gefilde werden durch den hydraulischen Betrieb in unfruchtbare Wüsteneien verwandelt und riesige Landstrecken verheert. Trotzdem war die Goldwäscherei für Kalifornien von segensreichen Folgen: das Land, das im Jahre 1848 von ungefähr 15.000 Viehzucht treibenden Menschen bewohnt war, zählte schon nach zwei Jahren 100.000 Einwohner, und Ende 1877 betrug die Einwohnerzahl bereits 938.000. Viele Teile des Landes wurden urbar gemacht, kolonisiert und der Zivilisation erschlossen.

Als die Produktion der hydraulischen Werke ihren Höhepunkt überschritten hatte, wandte man sich allmählich den ursprünglichen Lagerstätten zu. Man suchte die goldführenden Quarzgänge der Sierra, den Muttergang und seine Begleiter, auf; doch erwies sich der Bergbau in diesem Gebiet nur so lange als lohnend, als er sich gerade auf einem Advorschub bewegte. Daher kam es zu keiner dauernden Entfaltung bergbaulicher Tätigkeit. Seitdem hält sich die

Goldproduktton Kaliforniens ungefähr auf gleicher Höhe wie in den Vorjahren oder weist eine leichte Abnahme auf.

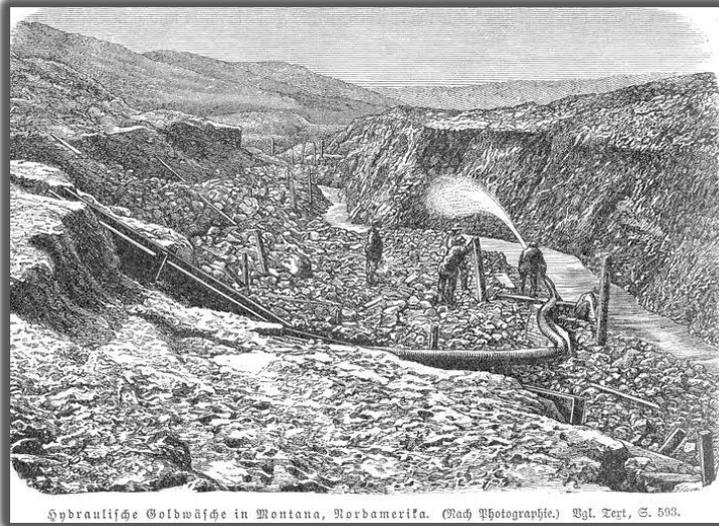


Abb. 37: Hydraulische Goldwäsche in Montana, Nordamerika

Viel günstiger gestalteten sich die Verhältnisse bei dem berühmten Comstockgang in der Virginiakette, am östlichen Abhang der Sierra Nevada. Die Virginiakette besteht größtenteils aus jungvulkanischen Gesteinen, aus denen einzelne Partien von älterem Diorit hervorragen, wie am Mount Davidson (7827 Fuß), dem höchsten Punkte der Kette. An dessen östlichem Abhang reichen die jungvulkanischen

Trachyte und Andesite bis 6000 Fuß hoch hinauf, und hier tritt an der Grenze von Diorit und Andesit (früher als Propylit bestimmt) der Comstockgang zu Tage (s. Abbildung 38). Er verläuft in einer Länge von 22.000 Fuß in ungefähr nordsüdlicher Richtung oberhalb der neugegründeten Städte Virginia City und Gold Hill. Seine Breite beträgt an einzelnen Stellen mehrere hundert Fuß, während an anderen die beiden Wände der Gangspalte nur durch eine wenig mächtige Lettenlage getrennt erscheinen. In ihrem mittleren Teile liegt die Gangspalte genau an der Grenze von Diorit und Andesit, weiter gegen Süden springt sie ganz in den Andesit über. Ihre Neigung ist mit 40—45° nach Osten gerichtet; in größerer Tiefe schießt sie fast senkrecht in den Diorit ein. Die Gangfüllung besteht hauptsächlich aus körnig-lockerem, metallführendem Quarz und tauben, von den Seitenwänden abgelösten Gesteinsmassen. Der Gold- und Silbergehalt (vgl. unten, S. 602) ist, wie schon erwähnt, namentlich in den „Bonanzas“ angehäuft, und diese enthielten einen erstaunlichen Reichtum an Edelmetall. Bestritt doch der Comstockgang etwa drei Siebentel der Gesamtproduktion des nordamerikanischen Westens, und seine Jahresproduktion übertraf eine Zeitlang die Österreich-Ungarns ungefähr um das Dreizehnfache.

Doch nicht leichten Kaufes liefert die Natur dem Menschen so große Schätze aus. Der Bergbau am Comstockgang hat mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen, deren eine in der übergroßen Hitze besteht, die schon in verhältnismäßig geringer Tiefe herrscht, während die andere von den reichlich zusetzenden heißen Quellen herrührt. Um deren Abzug zu ermöglichen, wurde der große Suto-Erbstollen angelegt, der 19.800 Fuß lang werden und die Schächte in einer Tiefe von 1900 Fuß unter der Erdoberfläche treffen soll. Die Produktion am Comstockgang begann im größeren Maßstab im Jahre 1860. Einzelne Erzproben waren schon im Jahre 1858 nach Kalifornien gebracht worden, und von den Abenteurern, die auszogen, Lagerstätten auszubeuten, erstand Henry Comstock einen großen Teil des nach ihm benannten Ganges um 20 Dollar. Bald aber verkaufte dieser unstete Mensch seinen Ganganteil, dessen Wert im Jahre 1863, wie Freiherr v. Richthofen angibt, mit 20 Millionen Dollar nicht aufzuwiegen gewesen wäre, um 6000 Dollar; in Trübsinn und Schwermut verfallen, erschoss er sich, „elend, schmutzig, unbetrüet, unbemerkt und fast ungekannt“. (E. Such.)

Der Comstockgang, oder Comstock-Lode war eine der größten Silber – Gold Lagerstätten um 1860. Die Lagerstätte befindet sich direkt unter Virginia City und wurde von Mark Twain in seinem Buch „Durch Dick und Dünn“ verewigt.

Neben Nevada und Kalifornien nimmt im nordamerikanischen Westen auch der Staat Colorado als Goldproduzent eine beachtenswerte Stellung ein. Außerdem beteiligen sich auch die Staaten Dakota, Montana (s. Abbildung 37), Idaho und Arizona mit ansehnlichen Mengen. Die Goldproduktion des nordamerikanischen Westens wuchs in den ersten Jahren enorm rasch, weil der Reichtum des noch jungfräulichen Alluvialbodens groß war. Das Ertragnis des Jahres 1848 betrug nach Raymond 40 Millionen Mark, im folgenden Jahre vervierfachte sich die Produktion und erreichte 1853 sogar die Höhe von 260 Millionen Mark. Ihre Glanzperiode hatte die Golderzeugung Nordamerikas in den Jahren 1876—80: durchschnittlich über 40 Millionen Mark; da war der Comstockgang in „Bonanza“. Von 1881—85 aber entstand durch die Einschränkung der hydraulischen Arbeit eine Abnahme, die von dem Jahre 1886 an dadurch wieder ausgeglichen wurde, daß die Goldgewinnung aus der Tiefe des Gebirges zunahm.

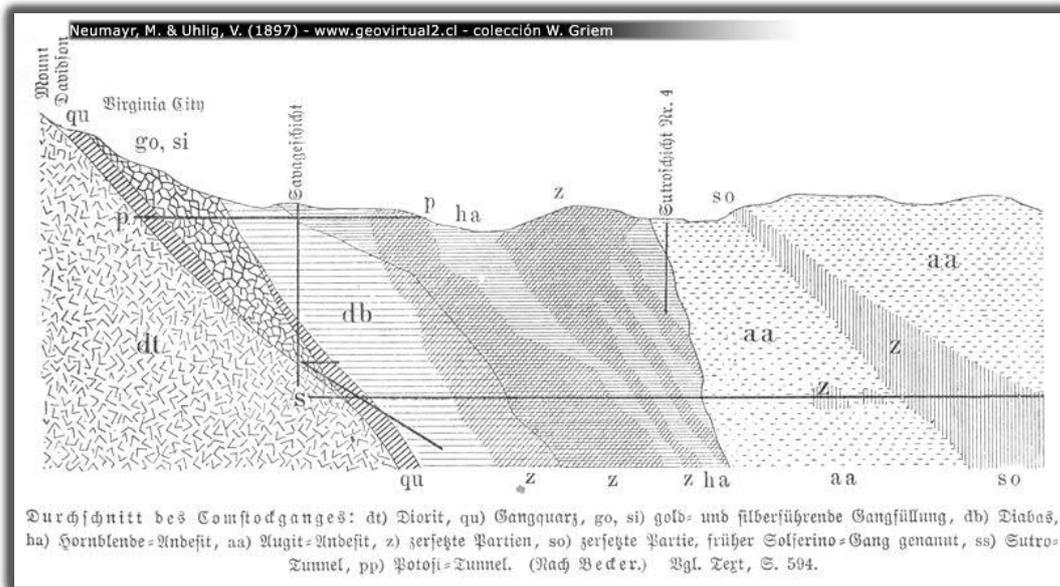


Abb. 38: Durchschnitt des Comstockganges (nach Becker)

Weiter südlich tritt uns im Südwesten von Mexiko und im Westen von Südamerika, namentlich in der Küstenkordillere von Chile, eine Reihe von Goldvorkommnissen entgegen, deren Bedeutung nur untergeordnet ist. Größer ist der Reichtum an Gold in Brasilien, wo dieses Metall teils auf Quarzgängen vorkommt, die in Granit, Gneis und kristallinen Schiefen aufsetzen, teils in den die Gänge begleitenden Schwemmbildungen. Die Entdeckung des Goldreichtums Brasiliens verdankt man den Paulisten, Mischlingen zwischen Indianern und den ersten europäischen Ansiedlern, die wiederum durch die Indianer darauf aufmerksam gemacht worden waren. Am Schlosse des 16. Jahrhunderts erfolgten die ersten Goldfunde in der Provinz Sao Paulo; daran reihte sich im 17. Jahrhundert die Entdeckung des Goldes in der Provinz Minas Geräs und später in der Provinz Goyaz. Nur unter blutigen Kämpfen und nach wechselvollen

Ereignissen wurden die Goldfelder allmählich erschlossen, die im ganzen 18. Jahrhundert die hauptsächlichste Goldquelle der Erde bildeten. In der Mitte des 18. Jahrhunderts hatte die Produktion, die sich hauptsächlich im Schwemmland bewegte, den Höhepunkt erreicht; die Jahresproduktion dürfte sich damals auf ungefähr 23,5 Millionen Mark belaufen haben. Seither ist ein stetiger Rückgang zu verzeichnen. Die brasilischen Goldgänge setzen sich nach Haiti, dem alten Hispaniola, fort, von wo nach der Entdeckung der Neuen Welt zuerst amerikanisches Gold nach Europa kam.

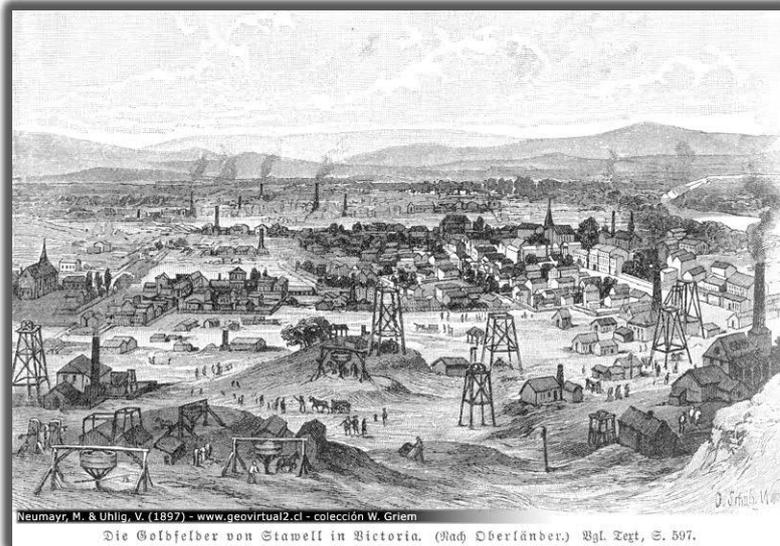


Abb. 39: Die Goldfelder von Stawell in Victoria (nach Oberländer)

Kurze Zeit nach der Entdeckung der Goldfelder Kaliforniens, 1851, sah man sich unter den Eindruck der kalifornischen Erfolge auch in Australien veranlaßt, Grabungen nach Gold in der Kolonie Victoria vorzunehmen, wo schon früher einzelne Goldfunde gemacht waren. Die ersten Versuche hatten einen überraschenden Erfolg, und bald fand man auch in anderen Teilen des Landes Goldmengen, die den

westamerikanischen nahezu gleichkamen. Der hauptsächlichste Golddistrikt Australiens ist Victoria (1851—1889 Wert der Ausbeute: 5500 Mill. Mark); dann folgen Neuseeland (910 Mill.), Neusüdwaales (760 Mill.) und Queensland (480 Mill. Mark). Tasmanien und Südaustralien sind weniger ertragsfähig (Wert: 50 und 15 Mill. Mark). In neuester Zeit sind in dem leider wasserarmen Westaustralien Goldfelder (vor allen Coolgardie, Murchison und Kimberley) entdeckt worden, die 1894 schon ein Sechstel der Gesamtausbeute Australiens lieferten. Das Gold der Kolonie Victoria (s. Abbildung 39) stammt größtenteils aus Quarzgängen, die in paläozoischen Schieferen in großer Zahl austreten und zuweilen von Grünsteingängen begleitet werden. Im Jahre 1874 kannte man ihrer 3490. Außerdem kommen Gänge eines alten eruptiven Grünsteins vor, die von horizontalen, goldreichen Quarzadern durchsetzt werden; der Grünstein selbst enthält kleinere Mengen von Gold (s. untenstehende Abbildung). Bis zu einer gewissen Tiefe sind die Gänge stark zersetzt, sie zeigen eine ausgezeichnete „Hutbildung“, aus deren Kosten sich ein außerordentlich reiches, jüngerer und älteres Schwemmland gebildet hat. In diesem lagert das Gold wie in Kalifornien nur in gewissen tiefstgelegenen Strichen, die den alten Stromläufen entsprechen. Auch in Victoria sind über der goldführenden Drift schützende Basaltdecken ausgebreitet. Die australischen Seifen zeichnen sich vor anderen durch die Größe der Goldklumpen aus, die sie geliefert haben; so wog der Welcome-Nugget 68,26 kg, der Precious-Nugget 50,41 kg; (1 kg Gold — 2777,7 Mark). Die Produktion Victorias entstammte größtenteils dem Schwemmland und übertraf in den ersten Jahren alle Erwartungen. Bis zum Jahre 1856 stieg der jährliche Ertrag rapid; in diesem Jahre erreichte er seinen Höhepunkt mit nahezu 249 Millionen Mark. Von da an trat ein stetiges Sinken der Produktion ein: im Jahre 1889 betrug sie nur noch 600.000 Unzen.

Die Stawell Goldminen in Australien waren und sind reiche Goldlagerstätten in Victoria, Australien. Stawell ist heute ein kleiner Ort mit etwa 7000 Einwohnern, um 1860 werden um die 25.000 Einwohner geschätzt. Seit 1981 wird wieder aktiver Goldbergbau in der Lagerstätte betrieben.

Afrika zeichnet sich, soweit es bisher bekannt ist, ebenfalls durch Goldführung aus. Am oberen Laufe des Senegal und des Djoliba befinden sich jene Gegenden, von wo im Altertum die Karthager, im Mittelalter die Mauren, in der Neuzeit die Portugiesen, Franzosen und Engländer Gold im Tauschwege bezogen haben. Die obere Nilregion dagegen hat den alten Ägyptern seit uralter

Zeit, mindestens 1690 Jahre vor unserer Zeitrechnung, Gold geliefert. Unter den horizontal gelagerten Sandsteinen und Schiefen der Karrooformation (vgl. S. 169, 187 und 529) tritt im südlichen Transvaal eine Zone kompliziert gefalteter, altpaläozoischer Gesteine hervor, die sich aus dem Griqualand längs des Vaalflusses bis in die portugiesischen Besitzungen an der Ostküste verfolgen läßt. Die ältere vorwiegend schieferige Abteilung dieser Zone betrachtet man als silurisch; sie ist durch eine Diskordanz von der nächstjüngeren Schichtgruppe, der Kapformation, getrennt. Im nördlichen Transvaal und weit nördlich davon herrschen Granit, Gneis und andere Gesteinsarten des kristallinen Grundgebirges. Schon in diesen kristallinen Schiefergesteinen kommt Gold zum Vorschein, und zwar in Quarzgängen, deren Ausdehnung allerdings ziemlich unbeständig ist. Der Hauptgoldreichtum ist aber in der aus Sandsteinen, Quarziten, Konglomeraten und basischen Eruptivgesteinen bestehenden Kapformation ausgestapelt. Hier sind es namentlich die Konglomeratbänke, die „Banket Reefs“, die das gelbe Metall teils in kleinen Schüppchen und Kriställchen, teils an Pyrit gebunden enthalten. Die in kurzer Zeit zu so großer Berühmtheit gelangten Goldfelder von Witwatersrand, Klerksdorf, Heidelberg, auch die Goldfelder von Bryheid gehören zu dieser Art von Lagerstätten, während in der jüngeren Stufe der Kapformation, im Malmanidolomit, das Gold in Quarzgängen auftritt. Die goldführenden Konglomerate werden vielfach als „fossile Seifen“ angesehen: ihr Gold wäre dann ebenso wie die Quarzgeschiebe in bereits vorhandenen Flitterchen auf mechanischem Wege herbeigeschwemmt worden. Manches spricht aber gegen diese Ansicht, neben der auch die Anschauung vertreten wird, daß die Konglomeratbänke zur Zeit ihrer Bildung auf dem Wege chemischer Fällung mit goldhaltigem Pyrit imprägniert worden sind, ähnlich, wie dies für den Kupfergehalt der Mansfelder Kupferschiefer angenommen wird (vgl. S. 162). Wie dem auch sein mag, ist doch die Goldführung der Konglomerate jedenfalls primär. Dies macht es sehr wahrscheinlich, daß die steilgestellten Konglomerate ihren Goldgehalt auch in großer Tiefe beibehalten und-daher eine stetige und langdauernde Goldproduktion versprechen. Für die in währungs-politischer Beziehung so -wichtige Frage, ob in Zukunft eine Zu- oder Abnahme der Goldproduktion zu erwarten ist, ist dies von großer Bedeutung: Afrika dürfte dem Bedarf der Kulturvölker für längere Zeit beträchtliche Goldmengen zuführen, um so mehr, als jetzt infolge der verfeinerten Methoden der Goldextraktion auch sehr arme, früher als nicht abbauwürdig betrachtete Erze mit Vorteil gewonnen werden können. Überdies führen, abgesehen von den genannten, auch andere Gebiete Afrikas Gold in beachtenswerter Menge, voran das Sambesiland.

Vor allen anderen goldführenden Ländern zeichnet sich das uralische und sibirische Rußland dadurch aus, daß seine Gewinnung nicht nur bedeutend, sondern auch stetig ist. Der uralische Goldbergbau geht teilweise auf erster, teilweise auf zweiter Lagerstätte um. Goldführende Quarzgänge, die in alten kristallinischen Schiefen anstehen, werden namentlich bei Beresowsk, nordöstlich von Jekaterinburg, ebenso bei Mijask und Troisk abgebaut. Die Ergebnisse des

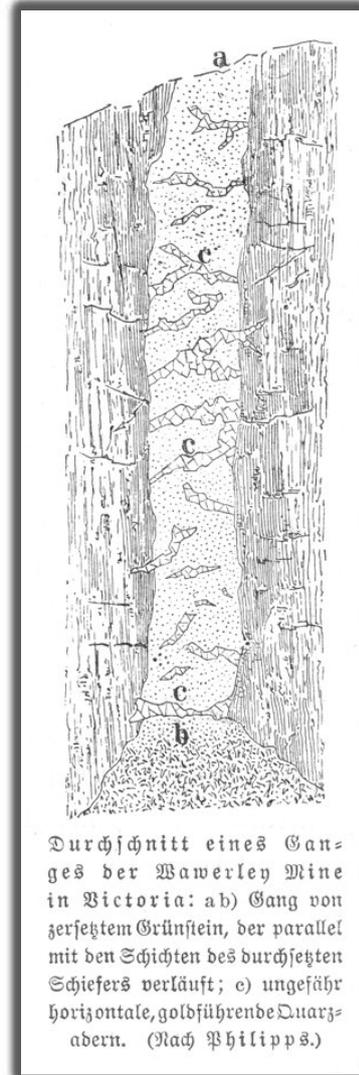


Abb. 40: Beverly Mine, Australien

Gangbergbaues werden indessen auch hier von der Ausbeute der Goldseifen weitaus übertroufen. Einzelne Gänge, die freilich nicht reich genug sind, um einen lohnenden Abbau zu ermöglichen, bieten deshalb ein besonderes geologisches Interesse, weil das Edelmetall nicht auf Quarzgängen, sondern in Diorit und Serpentin selbst eingeschlossen vorkommt, wie im Serpentin des Tales Soimonow bei Kischtim. Auch die schon erwähnte Lokalität Nijni Tagilsk gehört in diese Gruppe von Vorkommnissen. Reicher als die uralischen Goldfelder sind die ostsibirischen Goldwäschen am oberen und unteren Jenissei, im Olekminskischen Bezirk zwischen den Flüssen Olskma und Witim, im Nertschinskischen Bezirk an der Kara und endlich im Amurland, wo das Schwergewicht der russischen Goldgewinnung gelegen ist. Obwohl das sibirische Gold größtenteils dem Schwemmland entnommen wird, macht sich doch eine bemerkenswerte Stetigkeit der Produktion geltend. Dies hat dem russischen Goldzufluß eine große Bedeutung für den Weltmarkt gesichert, obgleich die jährliche Produktionsziffer nur die Höhe von 33,600 KZ erreicht. Diese Stetigkeit hat ihren Grund teilweise in den klimatischen Verhältnissen, die die Arbeit nur in einem kurzen Teile des Jahres gestatten, teilweise in der enormen Ausdehnung der Goldfelder, teilweise auch in der Art und Weise des staatlichen und gesellschaftlichen Betriebes und dem Fehlen der rastlosen, gierigen Diggers, die in anderen Gegenden eine so fieberhafte Tätigkeit entfalten.

Wenn wir uns Europa zuwenden, so tritt uns ein Kontinent entgegen, der an Goldlagerstätten keineswegs arm ist, dessen Produktion aber fast ganz der Geschichte angehört. Nur in den Karpaten blüht noch ein ergiebiger Gangbergbau; alle übrigen ehemals goldreichen Gebiete sind gegenwärtig erschöpft. Die Phöniker und später die Römer bezogen viel Gold aus Spanien, die römischen Schriftsteller priesen Spaniens Goldreichtum, und Plinius gibt Nachrichten über die Art der Gewinnung, aus denen hervorgeht, daß schon die Römer ähnliche hydraulische Vorrichtungen in Anwendung brachten, wie man sie jetzt in Kalifornien benutzt (s. Abbild 37). Im Mittelalter und zu Beginn der Neuzeit erflossen aus Böhmen große Goldreichtümer. Damals gab es im südlichen Böhmen zahlreiche Bergbauten auf goldführende Quarzgänge, und an vielen Orten im Wottawa- und Sazawagebiet wurden Goldwäschen betrieben. Eine rege montanistische Tätigkeit entwickelte sich im 14. und 15. Jahrhundert namentlich in Bergreichenstein und Eule, sie erlosch aber im 18. und 17. Jahrhundert allmählich. Von demselben Schicksal wurde auch die zum Schlusse des Mittelalters so rege Goldgewinnung bei Zuckmantel und Freiwaldau in Schlesien und im böhmischen Riesengebirge ereilt. Ähnlich erging es dem ehemals so blühenden Goldbergbau in Oberkärnten und Salzburg. Schon die Römer betrieben dort nach der Eroberung von Noricum Bergbau und gründeten die Bergstadt Teurnia nahe dem Zusammenfluß der Möll und Drau. Hereinbrechende Slawen machten diesen Kulturbestrebungen im 5. Jahrhundert ein Ende; und erst als bayrische Völker von dem Lande Besitz nahmen, erstand der Bergbau von neuem, der im 15. und 16. Jahrhundert seine höchste Blüte erreichte. Bald daraus verfiel dieser schöne Bergbau, der in und nahe der Gletscherregion, namentlich am Rauriser Goldberg und am Rathausberg bei Gastein umging, weniger infolge Verarmung der Gänge, als infolge der gewaltsamen Vertreibung der bergbaukundigen evangelischen Bevölkerung durch die unduldsamen Bischöfe von Lavant und Salzburg. Spätere, bis in die neueste Zeit unternommene Versuche, diesen Bergbau wieder aufleben zu machen, waren nicht vom gewünschten Erfolg begleitet. Die Goldwäschen, die im Mittelalter an vielen Orten lebhaft betrieben worden, sind ebenfalls völlig erschöpft, wenn auch heute noch im Tarn, in der Garonne, im Rheine hier und da Goldkörnchen gefunden werden.

Nur die ungarisch-siebenbürgischen Bergbaue, die in jungvulkanischen Gebieten gelegen sind, haben ihre Produktivität beibehalten. Ausgedehnte Massen von vulkanischen Gesteinen breiten sich in der Gegend der alten, im 13. Jahrhundert von sächsischen Bergleuten gegründeten

Bergstädte Schemnitz und Kremnitz in Oberungarn aus. Bei Schemnitz schmiegt sich an den Ho-dritscher Syenit (Quarzdiorit nach G. vom Rath) Propylit an, der den Syenit zum Teil überwallt, so daß dessen Ausdehnung in der Tiefe größer ist als zu Tage. An der Grenze zwischen Syenit und Propylit verläuft hier der Alt-Allerheiligengang ähnlich wie in Nevada der Comstock-gang. Außerdem wird sowohl der Syenit als auch der Propylit von zahlreichen Trachyt- und Erzgängen durchschwärmt. Von diesen lassen sich einige weithin verfolgen, so der Grüner Gang 2000, der Spitaler Gang 8000 m weit. Da dieser letzte zugleich eine Breite von 40 m erreicht, so gehört er ohne Zweifel zu den mächtigsten Gängen der Erde. Die Gangspalten sind mit Bruchstücken von zersetzten! Nebengestein ausgefüllt, zwischen und in denen die edlen Erze und Gangminerale (Hornstein, Quarz, Amethyst) als Imprägnation auftreten. Ein für Schemnitz bezeichnendes Erz wird lokal „Sinopel“ genannt und besteht aus einer braunen, goldreichen Quarzmasse mit Bleiglanz, Kupfer- und Schwefelkies. Die Silbererze von Schemnitz gehören größtenteils zur Gruppe der geschwefelten Erze. Der Erzgehalt konzentriert sich namentlich auf gewisse edle Säulen, die den Bonanzas von Nevada entsprechen. In Kremnitz liegen die Erzgänge ebenfalls in einem Grünstein-trachyt-stocke. Die Gruben von Ragy-Bánya, Felső-Bánya und Kapnik beruhen auf Gängen, die in Propylit aussetzen. Die Bergorte Vöröspatak und Nagyag, Abrud-bánya, Offenbánya und Zalathna befinden sich in dem geologisch höchst mannigfaltig gebauten, von vielen eruptiven Felsarten durchbrochenen siebenbürgischen Erzgebirge. In Vöröspatak ist das silberreiche Gold in einem von Trachyten umgebenen Sandstein eingesprengt. Auf Klüften kommen hier Goldkristalle vor, die zu den größten gehören, die überhaupt bekannt sind (s. die Tafel bei S. 591, Fig. 6). In Nagyag ist das Gold mit dem überaus seltenen Tellur vergesellschaftet. Im siebenbürgischen Erzgebirge hat der Goldbergbau ein sehr hohes Alter, wie die Überreste dacisch-römischer Grubenbaue beweisen. Nach der Unterwerfung Daciens durch Trajan im Jahre 106 nach Christo stand dieses Land 170 Jahre hindurch unter römischer Herrschaft und wurde in eine blühende, bergbautreibende Provinz umgewandelt. Gold- und Salzbergbau brachten große Reichtümer in das Land, das nach Verdrängung der Römer wieder der Barbarei anheimfiel. In der letzten Zeit hatte die Goldausbeute Ungarns den jährlichen Wert von ungefähr 4 Millionen Mark; in Siebenbürgen ist sie in Zunahme begriffen.

Als Ergänzung zu den statistischen Angaben, die in den vorhergehenden Zeilen eingeflochten worden sind, sei noch auf die graphische Darstellung (S. 601) hingewiesen, die den Stand der Edelmetallproduktion der Welt für das Jahr 1880 veranschaulicht. Es geht daraus hervor, wie verschwindend klein die Mengen von Edelmetall sind, die die verschiedenen Staaten im Verhältnis zu Nordamerika, Australien, Rußland und Mexiko dem Welthandel zuführen.

Nach Burchard betrug die Weltproduktion an Gold:

Heutige Goldproduktion (2018,19):
Welt total: über 3.300 Tonne jährlich, also ungefähr das 20-Fache von 1881, allein China fördert mehr als 400 Tonnen jährlich. USA von etwa 50 Tonnen in 1881 auf 250 Tonnen - also die Produktion ist aus Sicht von 1897 wirklich noch "immer noch im Fortschreiten begriffen ist".

Staaten	1881		1884	
	kg	Dollars	kg	Dollars
Vereinigte Staaten von Nordamerika	52.212	34.700.000	46.343	30.800.000
Australien	46.178	30.690.000	42.960	26.551.101
Rußland	36.671	24.371.343	32.829	21.818.304
Kolumbien	6.019	4.000.000	5.802	3.856.000
Venezuela	3.423	2.274.692	5.022	3.338.056
Afrika	3.000	1.993.800	3.000	1.993.800
Mexiko	1.292	858.909	1.780	1.183.137
Österreich-Ungarn	1.867	1.240.808	1.658	1.101.707
Kanada	1.648	1.094.926	1.435	954.000
Brasilien	1.116	741.694	952	632.520
Deutschland	350	232.610	555	368.853
Japan	702	466.548	256	170.270
Chile	194	128.869	245	163.000
Peru	—	—	179	119.250
Argentinien	118	78.546	118	78.546
Italien	109	72.375	109	72.375
Bolivia	109	72.375	109	72.376
Schweden	1	665	19	12.627
Türkei	7	4.918	10	6.646
Gesamtproduktion an Gold:	155.016	103.023.078	143.381	95.292.569

Neumayr & Uhlig, 1897 – www.geovirtual2.cl

Neuere Daten jedoch liefern ein günstigeres Ergebnis:

Produktionsgebiete	Unzen Gold		
	1891	1892	1893
Vereinigte Staaten von Nordamerika	1.604.840	1.597.098	1.739.081
Australien	1.518.690	1.638.238	1.711.892
Afrika	725.860	1.201.818	1.663.196
Rußland	1.168.764	1.198.206	1.200.000
Andere Länder	1.085.292	1.115.162	1.160.190
Gesamtproduktion	6.103.447	6.750.542	7.374.369

Neumayr & Uhlig, 1897 – www.geovirtual2.cl

Hieraus ergibt sich, daß die Goldproduktion immer noch im Fortschreiten begriffen ist.

Platin.

Seine physikalischen Eigenschaften und sein geologisches Vorkommen erheben das Platin zu einem der interessantesten Metalle. Im spanischen Amerika war es lange bekannt (platina, spanisches Verkleinerungswort von plata, Silber); man wußte es aber weder zu bearbeiten noch zu verwenden. Gegen die Mitte des vorigen Jahrhunderts begannen sich die Chemiker eingehender damit zu beschäftigen und erkannten, daß das natürliche Platin, ein stahlgraues bis silberweißes, geschmeidiges Metall, mit dem hohen spezifischen Gewicht 21,23, stets mit geringen Mengen von Eisen, Kupfer, Blei und einer Reihe von äußerst seltenen schweren Metallen legiert ist, die

daher den Namen Platinmetalle erhalten haben, wie das Palladium, Rhodium, Iridium, Osmium und Ruthenium.

Auf ursprünglicher Lagerstätte wurden bisher kaum nennenswerte Mengen dieses Metalles vorgesunden, meist erscheint es aus zweiter Lagerstätte im Schwemmland, gefolgt von Gold, Chromit, Magnetit, Zirkon, Korund und Diamant. Die ersten Funde kamen aus dem goldführenden Sande des Flusses Pinto in Choco (Kolumbien); später hat man das Platin auch in Brasilien, aus San Domingo, in Kalifornien, Borneo und in schwachen Spuren auch an mehreren Orten Europas nachgewiesen. Die Hauptlagerstätte, zugleich die merkwürdigste Anhäufung der schwersten Metalle, die überhaupt bekannt ist, bildet das Schwemmland im Distrikt von Nijni Tagilsk an, Ural. Hier werden die Platinkörner oder Pepiten von zahlreichen Serpenteröllen begleitet. Die meisten Körner lassen keine Spur des Muttergesteins erkennen; da aber an einzelnen noch Teilchen von Chromit und Serpentin haften, so darf der Serpentin als Muttergestein des Platins betrachtet werden.

Der weitaus größte Teil des im Verkehr befindlichen Platins stammt aus dem Distrikt von Nijni Tagilsk, der von 1825—74: 66.000 kg dieses edlen Metalles geliefert hat. Im Jahre 1880 betrug die Produktion 5800 und zwei Jahre darauf 4082 kg. Das Platin wurde in Rußland zeitweilig, doch ohne dauernden Erfolg, als Münzmetall eingeführt; gegenwärtig wird es hauptsächlich zu Blech und

Draht, namentlich aber zu Gefäßen für chemische Operationen verwendet, wegen seiner hohen Feuerbeständigkeit und Strengflüssigkeit.

Silber.

Wie das Silber in seinem geologischen Auftreten mancherlei mit dem Golde gemeinsam hat, so teilt es mit dem König der Metalle auch manche physikalische und kristallographische Eigentümlichkeiten. Es kristallisiert ebenfalls in regulärer Würfelform (s. die Tafel bei S. 591/ Fig. 1) oder erscheint in gestrickter, haar-, Moos- oder drahtförmiger Ausbildung. Gleich dem Golde wird auch das Silber durch geschmeidiges, dehnbares Gefüge und geringe Härte (2,5—3) gekennzeichnet; dagegen hat es ein viel geringeres spezifisches Gewicht (10,47). Gegen Einwirkung chemischer Agenzien weniger widerstandsfähig als das Gold, erhält es sich in der Natur seltener im gediegenen Zustande. Dagegen bildet es mit Schwefel, Arsen und Antimon, mit Chlor, Brom und Jod eine Reihe von Erzen, als deren wichtigste wir Argentit oder Silberglanz (As_2S), Stephanit, Pyrargyrit oder dunkles Rotgültigerz (Ag_3SbS_3), Proustit oder liches Rotgültigerz (Ag_3AsS_3),

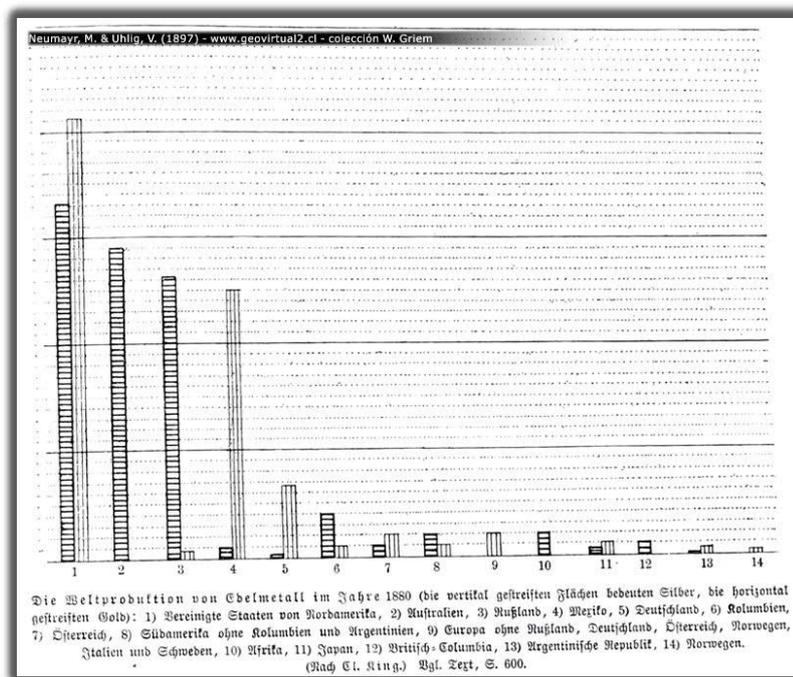


Abb. 41: Edelmetall, Weltweit im Jahre 1880

Fahlerz und die Hornerze zu betrachten haben. Ein großer Teil des Silbers wird aus silberhaltigem Bleiglanz gewonnen, wie denn überhaupt Blei und Silber ebenso häufig auf gemeinsamer Lagerstätte einbrechen wie Gold und Silber.

Durch das Zusammenvorkommen von Silber mit Gold zeichnen sich namentlich die Gänge in jungvulkanischen Gesteinen aus, wie der Comstockgang Nevadas, dessen interessante geologische Verhältnisse oben (S. 594) beschrieben worden sind. Im Osten von Nevada, im Wahsatchgebirge Utahs, gibt es reiche Spalt- und Kontaktgänge und Höhlenlagerstätten, in denen Silber mit Blei vergesellschaftet ist. Die Träger der Erze sind karbonische Kalke und Quarzite, die vielfach von Eruptivgesteinen durchbrochen werden. Früher wurden sie nur auf Silber ausgebeutet; gegenwärtig bildet aber auch das Blei ein Hauptprodukt. Wichtige darauf gegründete Bergbaue sind die früher so ergiebige Emma-Mine, die Flagstaffmine im kleinen Cottonwoodtals, Crescent bei Alta, Ontario bei Park City, die Hornsilbermine bei Frisco und die Eureka-Mine (vgl. unten, S. 617). Als die Fortsetzung der Erzzone Nevadas betrachten die nordamerikanischen Geologen die berühmten silberführenden Gänge Mexikos, die parallel dem Verlauf der Gebirgsketten von Nordwesten gegen Südosten streichen und die großen Silberreviere von Guadalupe-y-Calvo und Durango, von Fresnillo, Zacatecas, Guanajuato und Pachuca bilden. Sie stehen in Verbindung mit Grünsteinen und jüngeren Trachyten und haben nur geringen Goldgehalt. Die größten Reichtümer hat das Ausgehende der Gänge beherbergt, das gediegenes Silber mit Oxyden von Eisen und Mangan in einer korrodierten Quarzmasse eingeschlossen enthält. In den tieferen Partien der Gänge erscheinen neben gediegenem Silber vornehmlich Hornerze, die Chlor- und Bromverbindungen des Silbers, und in noch größeren Tiefen werden diese von geschwefelten Silbererzen, begleitet von Zinkblende und Kupferverbindungen, verdrängt. In der Tiefe von ungefähr 450—500 m macht sich eine Abnahme des Adels der Gänge geltend, und es scheinen vornehmlich Zinkblende und Kiese die Füllung der Gänge zu bilden.

Man vermutet, daß die Zone der merkwürdigen Hornerze unter dem Einfluß des Meeres ihre eigentümliche Beschaffenheit erhalten habe, während sich die oberste Gangpartie, ausgesetzt der Einwirkung der Atmosphäre, zum „eisernen Hut“ umgestaltete (vgl. oben, S. 500).

Kein Land der Erde hat der Menschheit so viel Edelmetall geliefert wie Mexiko. Seit mehr als drei Jahrhunderten werden seine Gänge lebhaft bebaut, und noch heute wird seine Jahresausbeute auf 170 Millionen Mark veranschlagt. Von 1690—1863 haben 2195 Millionen Piaster in Silber und 103 Millionen Piaster in Gold die Münzstätten verlassen. Die Produktion begann aber schon um mehr als ein Jahrhundert früher und war auch größer, als die offiziellen Angaben besagen. Die langgestreckten Parallelketten, die den großartigen Erzreichtum Nevadas, Kaliforniens und Mexikos beherbergen, setzen sich in den Anden von Südamerika fort und sind durch reiche Metallführung ausgezeichnet, die hier eine ähnliche Verteilung auf verschiedene Gebirgszonen erkennen läßt wie dort. Peru und Bolivia haben von den Minen bei Paseo, Castro Vireyna und Potosi jahrhundertlang großartige Silbermassen bezogen. So hat Potosi allein nach der Schätzung von Humboldt von 1556 bis zum Anfang dieses Jahrhunderts an 1095 Millionen Piaster geliefert. Gegenwärtig liegt der Silberbergbau an den alten Produktionsorten im Inneren des Landes darnieder, obwohl der Reichtum der Gänge keineswegs erschöpft ist. Dagegen wurden bei Caracoles in der Wüste Atacama, östlich vom Hafenort Mejillones, neue silberführende Gänge entdeckt, die in oberjurassischem Kalkstein und Mergel, Quarzporphyr und Grünstein aussetzen und in lebhaftem Abbau begriffen sind. Die Gänge im Quarzporphyr enthalten gediegenes Silber und Hornerze und zeichnen sich durch besonderen Silberreichtum aus, während die Gänge im geschichteten Gestein außerdem noch silberhaltigen Bleiglanz führen.

Wie in Caracoles so blüht der Silberbergbau auch zu Chañarcillo im Bezirke Copiapó auf dem Boden der bergbaufreundlichen Republik Chile. Die Kordilleren dieses Landes führen reiche Gold-, Silber- und Kupfererze, die wie in Bolivia zonenförmig verteilt sind. Die großen Gruben von Chañarcillo liegen in der Mittelzone der Kordilleren. Oberjurassische Kalksteine sind hier von zahlreichen nach Nordosten streichenden Grünsteingängen, den „chorros“, durchzogen, von denen aus einzelne Lager abgehen, die zwischen die Kalkschichten eingedrungen sind. Diese Chorros und die intrusiven Lager sind als die Erzbringer zu betrachten; denn in ihrer Nähe zeigen die Gänge den größten Adel. Auch die benachbarten Kalkbänke wurden von ihnen aus so reichlich mit Silbererzen imprägniert, daß sie oft noch in einer Entfernung von 15 m mit Nutzen abgebaut werden können. Der wichtigste Gang, die Corrida Colorada, hat oben eine Mächtigkeit von 10 m, die in der Tiefe bis auf 1 m sinken kann. Die Füllung besteht, wie in Peru, Bolivia und Mexiko, in den höheren Horizonten aus gediegenem Silber und Hornerzen mit Kalk- und Schwerspat, in den tieferen aus geschwefelten Erzen bei abnehmendem Silbergehalt.

Chañarcillo und weitere Lagerstätten in der Atacamawüste (Nord-Chile) waren wichtige Silberproduzenten bis etwa 1895. In heute verlassenem Minenstädten lebten damals bis zu 5000 Personen. Einige der Schächte erreichten bis 800 Meter Teufe.

Während der Goldreichtum der alten europäischen Kulturländer längst erschöpft und die Goldproduktion auf ein Minimum herabgedrückt ist, liegen für die Gewinnung von Silber in Europa günstigere Verhältnisse vor. Dieses Metall wird noch immer in beachtenswerten Mengen gewonnen, obwohl die Produktionsorte zum Teil zu den ältesten der Erde gehören. In Deutschland, das 1891 die Hälfte des in Europa gewonnenen Silbers lieferte, haben wir zunächst das Ganggebiet von Freiberg in Sachsen zu gedenken, jener ehrwürdigen Stätte bergbaulicher Tätigkeit, die auf die Entwicklung des Bergbaues in der ganzen Welt jahrhundertlang den wohl-tätigsten Einfluß ausgeübt hat. Wie Freiberg einen der wichtigsten Ausgangspunkte der bergmännischen und geognostischen Wissenschaft gebildet hat, so war es auch jederzeit ein leuchtendes Vorbild dafür, welche segensreichen Einfluß die kluge Benutzung der theoretischen Ergebnisse der Naturwissenschaft auf die Praxis nehmen kann. Seit sieben Jahrhunderten in ununterbrochenem Gang erhalten, bewegt sich der Freiberg Silberbergbau bereits in bedeutenden Tiefen, hat aber trotzdem die jährliche Silberausbeute fortdauernd auf derselben Höhe zu erhalten verstanden. Seit 1163 — 1882 hat Freiberg Silber im Werte von mindestens 853 ½ Millionen Mark geliefert neben unbestimmbaren Mengen von Blei, Kupfer und anderen Produkten.

Das Ganggebiet von Freiberg, das wichtigste des sächsischen Erzgebirges, liegt in einer Zone von Silber und Bleierz führenden Gängen, die sich von Meißen über Freiberg, Marienberg und Annaberg bis nach Joachimsthal in südwestlicher Richtung hinzieht und in Gneis und Glimmerschiefer aufsetzt. Bei Freiberg unterscheidet man erstens edle Quarzgänge (über 150), mit einer Füllung aus weißem Quarz und Bruchstücken von Nebengestein und verschiedenen Silbererzen, zweitens kiesige Bleigänge (über 300), vorwiegend aus Quarz, Bleiglanz, Blende, Kupfer-, Schwefel- und Arsenikkies bestehend, drittens edle Bleigänge (an 400), aus Braunspat, Manganspat, Quarz mit silberhaltigem Bleiglanz, Rotguldigerz und Silberglanz zusammengesetzt, viertens baritische Bleigänge (ungefähr 130), mit Schwerspat, Flußspat, Quarz, Bleiglanz, Blende, Kupfer- und Schwefelkies in krustenförmiger Ablagerung, fünftens Kupfererzgänge, hauptsächlich mit Kupferkies und anderen Kupfererzen.

Die Streichungsrichtung der Gänge ist bald nordwestlich, bald nordöstlich, bald rein nördlich, doch treten häufig mehrere gleichstreichende Gänge zu Zügen zusammen, die sich gegenseitig kreuzen können und an den Kreuzungsstellen durch besonderen Erzreichtum auszeichnen. In der gesamten sächsischen Erzzone zählt man, Freiberg inbegriffen, 1848 Gänge, von denen ein

beträchtlicher Teil (849) namentlich in den Bergorten Schneeberg, Marienberg, Annaberg, Joachimsthal und Johanngeorgenstadt neben Silber und Blei nickelhaltige Kobalterze führt.

Die nächstwichtigste Produktionsstätte von Silber ist für Deutschland der ebenfalls Jahrhunderte alte Bergbau von St. Andreasberg am südwestlichen Ende des Harzer Brockens. Die Erzgänge setzen in einer schmalen Zone von silurischen Tonschiefern und Grauwacken (Wieder Schiefer) auf, die im Norden an Granit, im Süden an Diabas angrenzt. Ihrer Füllung nach sind sie teils Silber-, teils Eisenstein- und Kupferkiesgänge. Außerdem wird der Wieder Schiefer von mächtigen, mit einem Lettenbesteg versehenen Klüften, den „faulen Nuscheln“, durchzogen, die in ihrer Längserstreckung ein langes, schmales Ellipsoid umschließen und sich in der Tiefe vereinigen. Die Silbererzgänge treten nur innerhalb dieses Ellipsoids auf und sind deshalb nicht groß. An den Ruscheln scheinen sie abgeschnitten oder eine Strecke weit geschleppt. Die Eisenstein- und Kupferkiesgänge dagegen befinden sich nur außerhalb des Ruschel-ellipsoids.

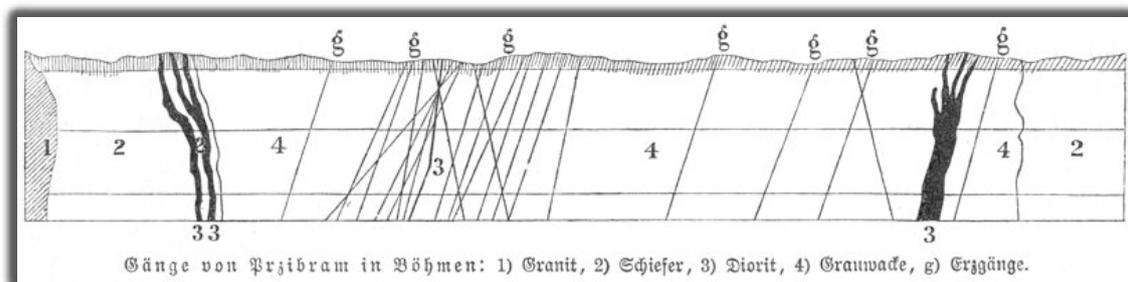


Abb. 42: Die Gänge von Prizibram in Böhmen.

Ein analoges Ganggebiet wie das von St. Andreasberg erscheint bei Prizibram in Zentralböhmen in den Schiefen und Grauwacken der unteren kambrischen Formation (Pribramer Schiefer, Etage L des böhmischen Silurs nach Barrande). Bei Prizibram streichen zwei Zonen von Schiefen in der Richtung von Nordosten nach Südwesten, gleichlaufend mit der Achse des böhmischen Silurbeckens, die durch eine schmale Dislokationsspalte, die „Lettenklüft“, getrennt werden (s. obenstehende Abbildung). Die zahlreichsten und edelsten Gänge setzen in der ersten Zone auf, streichen meist nordsüdlich und schneiden daher in schieferm Winkel das Hauptstreichen der Schichten. An der Lettenklüft sind sie wie abgeschnitten. Lange betrachtete man daher die Lettenklüft als die Grenze der Erstreckung der Gänge nach Norden, bis es durch glückliche Ausrichtungsarbeiten gelang, die Fortsetzung der Gänge über die Klüft hinaus zu verfolgen. Bei Prizibram sind über 50 Gänge, darunter 38 bauwürdige, aufgeschlossen. Die Gangfüllung besteht neben zahlreichen metallischen und nichtmetallischen Mineralen hauptsächlich aus silberhaltigem Bleiglanz und Blende. Der mächtigste und reichste Gang, der Adalberti-Gang, ist dem Streichen nach auf eine Länge von 4740 m bekannt und bis zur Tiefe von 1020 m durch den tiefsten Schacht der Welt aufgeschlossen. Außer den Erzgängen treten noch zahlreiche Diabasgänge auf, die als die Erzbringer betrachtet werden können. Manche Ergänge liegen als Kontaktgänge zwischen dem Diabas und der Grauwacke.

Prizibram („Böhmisch Freiberg“) in Tschechien, wichtige Bergbaustadt, anfangs Silber- und Blei Förderung, später auch Uran. Auch hier wurde eine der ersten Bergbauschulen eröffnet, liegt südwestlich von Prag, und hat heute etwa 40.000 Einwohner. Ein Bergbaumuseum erinnert an eines der wichtigsten Bergbauzentren Europas.

Das oberungarische Silber- und Goldrevier von Schemnitz und Kremnitz, das mit dem von Nevada so viel Übereinstimmung zeigt, ist schon (S. 599) behandelt. Wie Schemnitz so ist auch ein anderer berühmter Silberbergbau eine Gründung sächsischer Bergleute: Kongsberg in Norwegen. Dieser Ort repräsentierte einst das reichste europäische Silberrevier. Das Silber erscheint hier meist in gediegener Form und prächtig kristallisiert und tritt unter merkwürdigen, von allen

anderen abweichenden Lagerungsverhältnissen auf. Das Gebiet von Kongsberg besteht aus dünnschieferigem, häufig granatenführendem Gneis mit untergeordneten Lagen von Glimmer-, Hornblende-, Talkschiefer und Quarzit. Meilenlange, 100—200 m breite und nordsüdlich verlaufende Streifen dieser Schiefer sind mit Eisenkies angereichert, der verwitternd dem Gestein eine dunkle Färbung verleiht und die Bezeichnung „Fahlbänder“ für diese Schieferzüge veranlaßt hat. Rechtwinkelig dazu laufen an 500 kurze ½—3 cm breite Gangklüfte, die namentlich an den Kreuzungsstellen mit den Fahlbändern mit Silber und Silbererzen angereichert sind. Zu Kongsberg wurden zu wiederholten Malen große, bis zu 500 kg schwere Klumpen gediegenen Silbers aufgefunden.

Für die Weltproduktion an Silber gibt uns Burchards Zusammenstellung folgende Ziffern:

Staaten	1881		1884	
	kg	Dollars	kg	Dollars
Vereinigte Staaten von Nordamerika	1.034.649	43.000.000	1.174.205	48.800.000
Mexiko	665.918	27.675.540	655.868	27.257.885
Bolivia	264.677	11.000.000	384.985	16.000.000
Deutschland	186.990	7.771.304	248.115	10.311.659
Chile	122.275	5.081.747	128.106	5.325.000
Österreich-Ungarn	31.359	1.303.280	49.424	2.054.070
Peru	—	—	45.909	1.908.000
Japan	22.046	916.400	21.121	877.772
Kolumbien	24.057	1.000.000	18.286	760.000
Argentinien	10.109	420.225	10.109	420.225
Rußland	7.992	332.198	9.336	338.000
Norwegen	4.812	199.987	6.387	265.490
Frankreich	—	—	6.356	264.275
Spanien	74.500	3.096.220	3.562	148.000
Australien	3.970	164.983	2.788	115.960
Türkei	1.719	71.441	2.164	89.916
Schweden	1.176	48.875	1.816	75.472
Kanada	1.641	68.205	1.641	68.205
Italien	432	17.949	432	17.949
Totalsumme:	2.458.322	102.168.354	2.770.610	115.097.878

Neumayr & Uhlig, 1897 - www.geovirtual2.cl

Im Jahre 1891 bezifferte sich die Ausbeute der Vereinigten Staaten auf 55,000,000 Unzen (— 75.416.565 Dollars). Im letzten Jahrzehnt, d. h. in den Jahren 1885—94, hat sich die Silbererzeugung Nordamerikas ungefähr verdoppelt. Frankreich, Spanien und England gewinnen nur unbedeutliche Mengen von Silber durch Abscheidung dieses Metalles aus silberhaltigem Bleiglanz. Rußland, in Gold so hervorragend, erzeugt nur wenig Silber. Fast die gesamte Silberausbeute Rußlands stammt vom Schlangenberge bei Smeinogorsk im Altai, wo silber-führende Gänge in einem von Grünsteinen durchzogenen, altpaläozoischen Schiefergebiet abgebaut werden. Wie die Goldproduktion seit 1885 stetig gewachsen ist, so erhält sich auch die Silberproduktion trotz niedriger Preise auf bedeutender Höhe und erfährt noch immer eine geringe Steigerung. Nach Erschöpfung des Comstockganges wird wohl die Mine von Broken Hill in Australien (Neusüdwesten) als die reichste zu gelten haben.

Die etwa 2500 Tonnen der Weltproduktion in Silber stiegen in heutiger Zeit auf etwa 26.000 Tonnen, also um den Faktor 11. Allein Peru fördert heute die Doppelte Weltproduktion jährlich, im Vergleich zu 1881; und ist somit Spitzenreiter in der Silberförderung in 2018.

... und so wird es sein: Broken Hill in Australien ist noch heute eine der großen Minen der Welt. Die Blei – Zink – Silber Lagerstätte kann noch heute (2020) beachtliche Produktionszahlen aufweisen

Quecksilber.

Das fremdartigste aller Metalle, das Quecksilber, wurde schon im Altertum verwendet, aber nicht als Metall betrachtet. Im Mittelalter wendeten sich ihm die Alchemisten mit besonderer Vorliebe zu. Sie wußten, daß es in Verbindung mit Schwefel den roten Zinnober gibt und nannten es wegen seiner Fähigkeit, Metalle zu lösen, die Mutter der Metalle, während sie im Schwefel den Vater der Metalle erblickten. Obgleich schon Georg Agricola die metallische Natur des Quecksilbers auf das bestimmteste erkannte, wollte man es noch lange nicht als echtes Metall, sondern nur als metallähnlichen Körper gelten lassen. In der Tat ist es das Metall, das sich von der Masse der übrigen am meisten entfernt. Bei gewöhnlicher Temperatur flüssig, nimmt es erst bei -40° C. feste Form an und siedet bei 357° C. Sein spezifisches Gewicht beträgt 13,5—13,6. Obschon es in der Natur auch gediegen vorkommt, wird die Hauptmasse nicht in dieser Form, sondern aus Erzen gewonnen, deren wichtigstes der Zinnober ist. Der Zinnober (86,2 Quecksilber und 13,8 Schwefel) erscheint meist als derbes, dichtes oder erdiges Mineral, kann aber auch schöne rhomboedrische Kristalle bilden, die lebhaften Demantglanz und kochenille- oder scharlachrote Färbung zeigen (s. die Tafel bei S. 501, Fig. 5). Seltener als mit Schwefel verbindet sich das Quecksilber mit Chlor und Selen zur Bildung der „Quecksilberhornerze“; in geringer Menge beteiligt es sich auch an der Zusammensetzung von Fahlerzen.

Das Quecksilber kommt nur an wenigen Punkten der Erde abbauwürdig vor, ähnlich wie das Zinn. Während aber das Zinn stets von einer Flut von zum Teil seltenen Mineralen und Erzen begleitet wird, entbehrt das Quecksilber völlig einer reicheren mineralischen Vergesellschaftung. Die Anschauungen über die Entstehung der Quecksilberlagerstätten wurden durch merkwürdige Aufschlüsse gefördert, die einige Quecksilbervorkommnisse im Westen von Nordamerika geboten haben. Kennt man doch in diesem hochbegünstigten Teile der Erdkrinde, der dem Menschen in kurzer Zeit ebenso großartige wissenschaftliche wie metallische Reichtümer geliefert hat, mehrere Stellen, wo die Ablagerung gegenwärtig noch fort dauert. In dem großen Thermen-, Solfataren- und Sussionengebiet, das sich in der kalifornischen Küstenkette am Fuße des 1500 m hohen vulkanischen Bergkegels Uncle Sam ausdehnt und vom Clear-See umschlossen wird, liegt die Sulfurbank, bestehend aus stromartig ausgebreitetem Trachyt. Dadurch werden die hier aufsteigenden heißen Quellen und Ausströmungen von Wasserdampf, Kohlensäure und Schwefelwasserstoff gezwungen, den Trachyt nach allen Richtungen zu durchziehen, bevor sie ins Freie gelangen können. Auf dem Wege durch den zersetzten und veränderten Trachyt setzen nun die nach oben dringenden Dämpfe und Wässer Adern von Opal, Chalcedon, Schwefel, Zinnober und bituminöse Substanzen ab. Da die Sulfurbank bei einer Mächtigkeit von 10 m eine Fläche von 56.400 qm einnimmt, so bildet sie ein bergmännisches Objekt von großer Bedeutung, das seit 1874 durch Tagbaue mit Erfolg ausgebeutet wird. Auch die rezenten Kieselsinterabsätze der Sulfur Springs nordöstlich vom Boraxsee enthalten Zinnober und Schwefel, führen daneben aber auch Spuren von silberhaltigem Pyrit und Gold. Bemerkenswert ist das Steamboat-Tal am Ostabhange der Virginiakette 11 km nordwestlich von Virginia City und dem Comstockgange. Der Granit dieses Gebietes wird von zwei Gruppen von Spalten durchzogen. Die Spalten der einen Gruppe sind mit siedendem Wasser erfüllt und werfen Strahlen aus, während bei anderen Spalten, die mit amorpher und kristallinischer Kieselsäure gefüllt und mit Zinnober imprägniert sind, die Geisertätigkeit bereits erloschen ist. Auch die Kieselsinterdecken, die auf der Oberfläche ausgebreitet sind, enthalten geringe Mengen von Zinnober.

So sichere und klare Einblicke in der Herkunft des Quecksilbers wie bei den genannten Vorkommnissen dürfen wir nur selten erwarten; bei anderen Lagerstätten liegen die Verhältnisse

etwas schwieriger. Immer aber stellt sich deutlicher heraus, daß das Quecksilber stets an große Dislokationsspalten geknüpft ist, die die Zufuhr dieses Metalls aus größeren Tiefen ermöglicht haben. Dies ist der Fall bei den noch nicht genannten älteren Quecksilberlagerstätten Kaliforniens. Hier erscheint der Zinnober im Küstengebirge als lagerstock- oder linsenartige Imprägnation im Serpentin, Trachyt und Basalt, wie in den benachbarten Kreideschichten. In der ältesten unter den kalifornischen Gruben, New Almaden südlich von Francisco, liegt das Quecksilbererz in der Grenzregion zwischen dem Serpentin und den ihn bedeckenden Kreideschichten; und eine ähnliche Stellung nimmt es in der Grube Redington am In den Grubenbauen strömt häufig Kohlensäure aus, und zuweilen trifft man auf Schwefelwasserstoffquellen.

Überzeugend wurde die Abhängigkeit der Quecksilbererze von Dislokationsspalten durch M. Lipold bei dem Quecksilberlager von Idria in Krain nachgewiesen. Das unterste Schichtglied bilden hier die der Steinkohlenformation angehörenden Silberschiefer; darauf folgt die ganze Reihe der Triasgebilde, über denen infolge einer mächtigen Dislokation abermals die karbonischen Schiefer erscheinen. Die Dislokationsspalte ermöglichte die Zufuhr von Quecksilber, das in geringem Maße die Silberschiefer, hauptsächlich aber die untertriadischen Schiefer, Kalksteine und Breccien und die obertriadischen Skonza- oder Lagerschiefer imprägniert hat. Die reichsten Erze birgt der Lagerschiefer. In ihm sind die bekannten Ziegel-, Stahl-, Leber- und Korallenerze enthalten, die aus einer innigen Mischung von Zinnober, Bitumen und erdigen Bestandteilen zusammengesetzt sind. Die Entstehung der Dislokationsklüfte wird in die Tertiärzeit versetzt.

Weniger sicher ist man in der Auffassung des Lagers von Almadén am nördlichen Gehänge der Sierra Morena in Spanien. Hier enthält silurischer Tonschiefer Einlagerungen von Sandsteinen, untergeordnet auch von Kalksteinen, die mit Quecksilber angereichert sind, während der Tonschiefer selbst erzfrei ist. Mehrere erzhaltige Lagen haben eine Mächtigkeit von 8—10 m und können auf eine halbe Meile weit verfolgt werden. Mit Almadén scheint geologisch das Lager von Huanca Velica in Peru nahe verwandt zu sein, wo ebenfalls Sandstein und Tonschiefer, vielleicht karbonischen Alters, mit Quecksilber erfüllt sind.

Als Lagerstätten untergeordneter Bedeutung seien noch die am Landsberge bei Moschel in der Pfalz, die des Monte Amiata in Toskana, Valalta in den venezianischen Alpen und Ripa in Modena erwähnt. Das Vorkommen im Avalaberge bei Belgrad wurde wahrscheinlich schon von den Römern ausgebeutet, aber erst im Jahre 1882 neu entdeckt. Es erregt deshalb Interesse, weil es nach v. Groddeck Analogien zu den kalifornischen Lagerstätten darbietet.

Das Quecksilber gehört zu den für die Menschheit bedeutungsvollsten Metallen. Die größte Menge des erzeugten Quecksilbers verschlingt der „Patioprozeß“ zur Extraktion von Gold und Silber aus Erzen, der im 1k. Jahrhundert in Amerika in Gebrauch kam und bis jetzt noch durch keinen anderen ersetzt ist. Wichtig ist die Verwendung des Quecksilbers zur Spiegelfabrikation, zum Vergolden im Feuer, zur Füllung physikalischer Apparate, zur Herstellung chemischer und medizinischer Präparate etc. Im Altertum hat vorwiegend Almadén, das wahrhaft unerschöpfliche, den Quecksilberbedarf der Kulturstaaten gedeckt. Nachher wurde es von den Mauren ausgebeutet und blieb im Mittelalter die einzige Bezugsquelle, bis sich 1497 Idria hinzugesellte. Als im 16. Jahrhundert die Gewinnung von Silber in Mexiko und damit auch der Quecksilberverbrauch so ungeahnte Dimensionen annahm, kam auch Almaden zu immer größerer Blüte; trotzdem litt die amerikanische Silberproduktion häufig unter den hohen Quecksilberpreisen, die auch durch die Eröffnung des neuen Quecksilberwerkes von Huanca Velica nicht wesentlich gebessert wurden. Als gegen Ende des 18. Jahrhunderts die Produktion von Huanca Velica durch den Einsturz der Werke ins Stocken geriet, mußte sogar Mexiko Quecksilber aus Idria beziehen.

Seit 1850 trat Kalifornien in die Reihe der Quecksilberproduzenten. Seine Erzeugung erreichte ihren Höhepunkt im Jahre 1879 mit 79.396 Flaschen'. Im Jahre 1891 betrug sie 22.904, 1892: 27.993 und 1894: 32.000 Flaschen; namentlich in den nordkalifornischen Minen macht sich eine starke Steigerung bemerkbar. Hatten im Jahre 1882 alle Produktionsorte des westlichen Nordamerika zusammen 52.732 (1889 nur noch 26.000), Almaden 45.921 und Idria 11.000 Flaschen geliefert, so verteilte sich die Produktion im Jahre 1891 folgendermaßen:

[*1] Eine Flasche enthält Quecksilber im Gewichte von 28,54 kg.

Spanien	47,993	Flaschen Quecksilber
Kalifornien	22,904	Flaschen Quecksilber
Österreich	15,000	Flaschen Quecksilber
Italien	10,440	Flaschen Quecksilber
Rußland	10,000	Flaschen Quecksilber

Kupfer.

Viel häufiger als die edlen Metalle und daher als Münzmetall welliger wertvoll, spielt das Kupfer dennoch im Haushalte der Menschheit seit langer Zeit eine hervorragende Rolle, Von allen anderen Metallen unterscheidet es sich durch seine eigentümlich rote Färbung; dagegen hat es die große Zähigkeit, Dehnbarkeit und Hämmerbarkeit mit anderen gemeinsam. Natürliche Vorkommnisse von gediegenen, Kupfer sind nicht eben selten: haar-, draht- oder platten- förmige Gebilde und reguläre Kristalle kennt man von vielen Lokalitäten, Kaum aber gibt es prächtigere Kupferkristalle als die Zwillingformen, wodurch die berühmten Minen am Oberen See ausgezeichnet sind (s, die Tafel bei Abb. 35, Fig. 7).

Unter den Kupfererzen hat man vornehmlich zwei Gruppen zu unterscheiden: Verbindungen des Kupfers mit Sauerstoff und Kohlensäure und Verbindungen mit Schwefel oder mit Schwefel, Antimon und Metallen, In die erste Gruppe gehören der Cuprit oder das Rotkupfererz mit 88,s Kupfer und 11,2 Sauerstoff, ein schönes, rote oktaedrische Kristalle oder derbe Aggregate bildendes Erz, und der grün gefärbte, schalig-faserige Malachit (71,95 Kupferoxyd, 19,90 Kohlensäure und 8,15 Wasser). Aus der Reihe der geschwefelten Erze sind namentlich der Kupferkies, der Kupferglanz, das Buntkupfererz und das Fahlerz hervorzuheben. Der Kupferkies bildet tetragonale, halbflächige Kristalle oder derbe Massen von messinggelber Färbung und besteht aus 34,57 Kupfer, 39,54 Eisen, 34,89 Schwefel (CuFeS_2), Der Kupferglanz (Cu_2S) setzt sich zusammen aus 79,85 Kupfer und 20,15 Schwefel. Dem Kupferkies ist nahe verwandt das tombakbraune, oft mit bunten Anlauffarben versehene Buntkupfererz (55,6 Kupfer, 16,4 Eisen und 28,0 Schwefel). Durch schwankende chemische Zusammensetzung zeichnet sich das schon als Silbererz erwähnte Fahlerz aus, bei dem neben Schwefel auch Antimon und Arsen, neben Kupfer und Silber auch Eisen, Zink und Quecksilber erwartet werden können.

Außerordentlich reiche Kupferlagerstätten beherbergt ein kleines Gebiet am Südrande des Oberen Sees in Nordamerika, Die obere Halbinsel des Staates Michigan besteht aus einem zentralen Gneis- und Granitgebiet mit kristallinen Schiefen, an das sich nordwestlich und östlich in flacher und diskordanter Lagerung silurische Schichten anschließen. An die silurischen Potsdamsandsteine des nordwestlichen Flügels grenzt der kupferführende Gürtel mit einer Breite von $\frac{1}{2}$ bis 1 Meile und einer Länge von $25 \frac{3}{4}$ Meilen an; dieser besteht aus einem Wechsel von

basischen Eruptivlagern und Sedimenten, Die südlichste Zone (Bohemian Range) bildet einen mächtigen Eruptivrücken von Diabas (s. Abbildung, 43); darüber folgen Melaphyrlager mit Einschaltungen von Breccien und Sandsteinen, Das ganze System hat die enorme Mächtigkeit von 10 km und neigt sich mit 30—60° gegen Norden oder Nordwesten, Die einzelnen Diabas- und Melaphyrlager sind selten über 30 m mächtig und erscheinen auf der Oberfläche blasig-löcherig wie Lavaströme; in den Blasen haben sich sekundäre Mineralbildungen abgesetzt, so daß die oberflächlichen Partien der einzelnen Eruptivlager wie Mandelsteine aussehen. Die Konglomerate und Feldspatsandsteine bestehen aus Fragmenten der basischen Eruptivgesteine; in der nördlichen Zone der Halbinsel treten Quarz-porphyr-fragmente hinzu.

In diesem höchst eigenartig gebauten Gebirgssystem erscheint das Kupfer in dreierlei Form:

- 1) auf Quergängen,
- 2) in den Hangenden, blasigen Partien der Eruptivlager, als Netzwerk und Füllmasse der Blasen,
- 3) in den Porphyrkonglomeraten, als Ersatz des Bindemittels,

In den Gängen, die nach Norden oder Nordwesten streichen und meist $\frac{1}{2}$ — 1 m mächtig sind, bildet das gediegene Kupfer oft riesige Massen, hält sich aber meist nur an das Hangende der durchsetzten Melaphyrlager. Wo sich dagegen die Gänge im kompakten Eruptivgestein oder im Sandstein bewegen, macht sich eine Vertaubung bemerkbar. Über die Entstehung des Kupfers sind die Meinungen noch geteilt. Meist nimmt man an, daß das Kupfer ursprünglich als Schwefelkupfer und Silikat in den basischen Eruptivmassen enthalten war und sich allmählich durch Zersetzung der Bestandteile des Melaphyrs an deren Stelle niedergeschlagen hat.

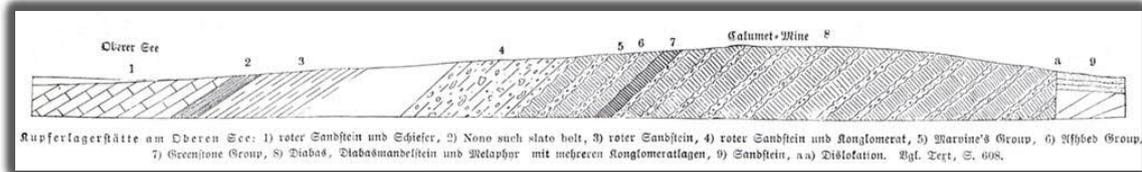


Abb. 43: Kupferlagerstätte am Oberem See.

Die erste Kupfergewinnung am Oberen See reicht in die indianische Zeit zurück. Beim Erschließen der Kupferzone entdeckte man auf einer Strecke von etwa 200 km alte, seichte Tagebaue und kleine Verhaue, die zum Teil verschüttet und bereits von mehrhundertjährigem Baumwuchs bedeckt waren, als die ersten weißen Pioniere ankamen. In den alten Bauen fand man Steinhämmer, Kupfermeißel und Holzkohle. Die indianischen Ureinwohner verstanden es nicht, das auf primitive Weise, doch wahrscheinlich mit Hilfe des „Feuersetzens“ gewonnene Kupfer zu schmelzen, sie begnügten sich damit, ihm durch Hämmern die gewünschte Form zu erteilen. Obwohl sich schon zu Beginn des 17. Jahrhunderts Nachrichten über das Kupfervorkommen am Oberen See verbreiteten und schon zu Ende des 18. Jahrhunderts unternehmende Engländer ihr Glück dort versuchten, begann doch erst zu Anfang der vierziger Jahre dieses Jahrhunderts der wirkliche Betrieb des Bergbaues, der in kurzer Zeit zu großer Blüte gelangte. In den siebziger Jahren lieferte das Seengebiet mindestens 88 Prozent der gesamten nordamerikanischen Produktion. Seit 1883 dagegen deckt es nur noch deren kleinere Hälfte, da die größere seit der Vollendung der Süd-Pazifikbahn aus Montana und Arizona zufließt. Der wichtigste Distrikt von Montana ist Butte, wo die kupferführenden Gänge in zersetztem und von Verwerfungen durchzogenem Syenitgranit und Syenitporphyr auftreten. In Arizona sind die Minen von Copper

Mountain im Cliftdistrikt hervorgehoben, die an den Kontakt von Porphyry mit Sedimenten gebunden sind. Nordamerikas Produktion belief sich im Jahre 1885 auf 77.705, im Jahre 1890, also nur 5 Jahre später, auf 125.076 Tonnen.

Wie gegenwärtig Nordamerika, behauptete früher durch drei Jahrzehnte hindurch Chile den ersten Rang unter den kupferproduzierenden Staaten; noch 1885 lieferte Südamerika 44.573, bereits im Jahre 1890 aber nur 33.960 Tonnen. Die wichtigsten Kupferbergbaue sind in der Küstenkordillere zu suchen, so der von Cerro de Tamaya unweit Tongoy, nördlich von Valparaíso, wo im Diorit ein 2—3 m mächtiger Gang aufsetzt, der als Haupterze Buntkupfer und Kupferkies enthält. Auch die Mine La Higuera bei Coquimbo und die Gänge der Algodonbai [möglicherweise Algarrobal] im Küstenlands der Wüste Atacama gehören dieser Zone an und sind am Diorite geknüpft, während die Erze bei Copiapó in der Hohen Kordillere nicht an eruptive Grünsteine gebunden sind, sondern in Form unregelmäßiger Gänge und Lager in kristallinischem Schiefer auftreten.

Heute befinden sich in Nordchile die größten Kupferlagerstätten, vom Porphyry Copper Typ (Chuquibambilla, Escondida u.a.). Diese wurden erst um 1918 erschlossen, also 20 Jahre nach der Veröffentlichung dieses Buches.

In Europa verdienen zunächst die durch große Produktivität und hohes Alter des Bergbaues ausgezeichneten spanisch-portugiesischen Lagerstätten hervorgehoben zu werden. Durch die Provinzen Huelva in Spanien und Alemtejo in Portugal streicht in nordwestlicher Richtung eine etwa 183 km lange Zone von Tonschiefern oder devonischen oder silurischen Alters, die enorme Lager von kupferführenden Eisenkiesen enthält. Am berühmtesten sind die Minen Rio Tinto und Tharsis in Spanien.

In Rio Tinto (s. Abbildung 44) sind drei Hauptlager zu unterscheiden, der Criadero del Sur, del Norte und del Medio. Die beiden ersten haben eine Länge von nahezu 3 km, weisen eine Mächtigkeit bis zu 200 m auf und liegen am Kontakte des Tonschiefers mit Porphyry. Ähnlich sind die geologischen Verhältnisse bei den zahlreichen anderen Lagerstätten dieses großartigen Erzes. Schon die Phöniker haben in diesem Gebiete Kupfer gewonnen, und zur Zeit der römischen Welt Herrschaft ging hier durch vier Jahrhunderte ein lebhafter Bergbau im. Noch heute sind zahllose Römerschächte und Stollen, Reste römischer Straßen erhalten. Der Inhalt der riesigen Schlackenhalde wird auf 18 Millionen Tonnen geschätzt, woraus man auf eine jährliche Gewinnung von ungefähr 2400 Tonnen Kupfer schließen darf. Für die technisch primitiven Verhältnisse des Altertums ist diese Ziffer außerordentlich hoch; allerdings waren zur Zeit des Plinius an 20.000 Sklaven in dieser wüsten Gegend beschäftigt. Zur Goten- und Maurenzeit scheint der Betrieb geruht zu haben, er war auch späterhin ganz unbedeutend; erst im 18. Jahrhundert begannen neue Unternehmungen.

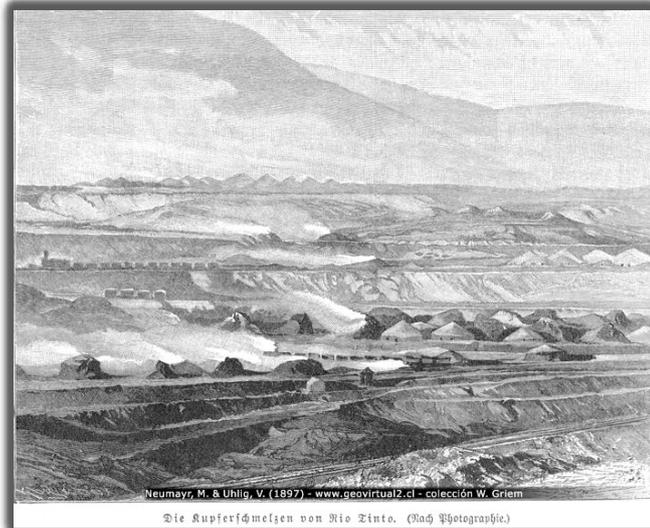


Abb. 44: Die Kupferlagerstätte von Rio Tinto.

Unter den Kupferlagerstätten Deutschlands sei zunächst das Kieslager vom Rammelsberg bei Goslar im Harz erwähnt (s. Abbildung 45). Es wird von oberdevonischen Schiefen, den Goslarer

Schiefern, umschlossen und besteht eigentlich aus einer Anhäufung von mehr oder minder großen, unregelmäßigen Erzlinen. Die größte bisher aufgeschlossene Ausdehnung des Lagers beträgt in der Längsrichtung 1208 m, die größte Mächtigkeit 15 — 20 m.

An einer Stelle gabelt sich das Lager, wodurch die Mächtigkeit bis auf 80 m und darüber steigt. Die wichtigsten Erze, die hier ausbrechen, sind Kupferkies, Schwefelkies, Bleiglanz und Zinkblende, die insoweit eine gesetzmäßige Lagerung erkennen lassen, als im Liegenden die Kiese, im Hangenden die Bleierze vorherrschen. Der Bergbau am Rammelsberg hat ein ehrwürdiges Alter. Er wurde schon zu Kaiser Ottos I. Zeiten begonnen und blüht bis in die neueste Zeit, gewisse Unterbrechungen abgerechnet, die durch Epidemien, Hungers- und Kriegsnoten verursacht wurden. Zwischen den südlichen Abhängen des Harzes und dem Thüringer Walde tritt uns ebenfalls ein altes Bergbaugesamt entgegen, das zu Anfang des 13. Jahrhunderts erschlossen worden ist. Dort dehnt sich in übergreifender Lagerung über den Schichten älterer Formationen die als Zechstein bekannte Abteilung der Permformation aus und enthält in ihrem unteren sandig-konglomeratischen Glied einen feinkörnigen, bituminösen, harten Mergelschiefer von schwarzer Farbe und 1/2 m durchschnittlicher Mächtigkeit, der mit Kupfererzen in feinsten Verteilung imprägniert ist (vgl. oben, S. 162).

Rammelsberg war wahrscheinlich die am längsten aktive Lagerstätte, mit über 1000 Jährigem technisiertem Abbau wurde bis 1988 hier vor allem Gold, Silber, Blei, Kupfer und Zink abgebaut. Heute (2020) UNESCO Welt-Kulturerbe und ein exzellentes Bergbau-Museum.

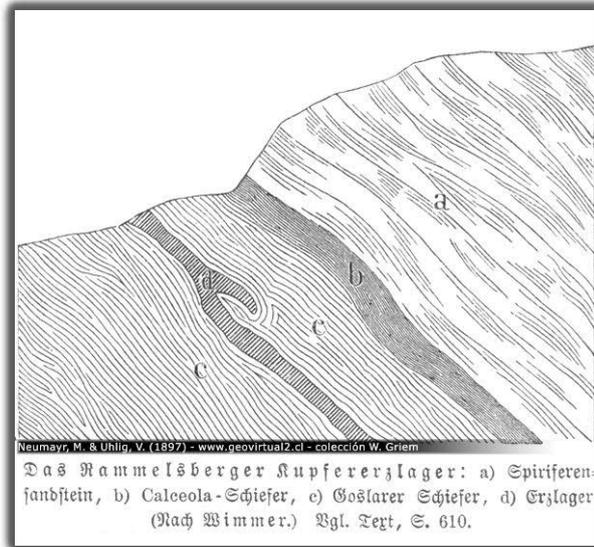


Abb. 45: Das Rammelsberger Kupfererzlager. (Nach Wimmer)

Der Kupfergehalt ist freilich nicht hoch: er beträgt nur 2—3 Prozent; aber dies genügt, um bei der Regelmäßigkeit der Ablagerung und der viele Quadratkilometer betragenden Ausdehnung den Abbau dieses Kupferschieferflözes lohnend zu gestalten.

Am schwunghaftesten wird der Kupferbergbau im Mansfeldschen betrieben. Ähnliche Kupfererzflöze wie hier enthält der Zechstein an den Grenzen des Rheinischen Schiefergebirges bei Stadtberge in Westfalen, zu Frankenberg in Kurhessen und auf dem Spessart-Gneis zu Bieber in Hessen. An das Vorkommen vom Cerro de Tamaya und vom Oberen See erinnern die Gänge bei Weilburg an der Lahn und Dillenburg in Nassau. Wo die Gänge zersetzten Diabas und Roteisensteinlager schneiden, sind sie am reichsten mit Kupfer-, Blei- und Zinkerzen ausgestattet. Im benachbarten Cypridinschiefer und Sandstein erweisen sie sich dagegen als erzfrei; ebenso im kompakten, unzersetzten Diabas.

Einen von den bisher besprochenen Erzlagerstätten gänzlich abweichenden Typus, den der metamorphischen Kontaktlagerstätten, lernen wir im Banaler Gebirge in Ungarn kennen, einem Gebirge, das durch merkwürdige geologische Verhältnisse wie durch mannigfaltige Erzführung ausgezeichnet ist. Der Banaler Gebirgszug streicht ungefähr 10 Meilen weit fast nordsüdlich von Bogschan und Moravitz über Doguacska, Oravitza, Csiklowa, Szaszka nach Neu-Moldawa, wird zwischen Alt-Moldaw und Orsowa von der Donau durchschnitten und setzt sich darüber hinaus nach Serbien fort. An eine mittlere Zone von kristallinen Schiefern schließt sich beiderseits

ein Band von Kalkbildungen der Jura- und Kreideperiode an. In der westlichen Kalkzone erscheinen an vielen Punkten eruptive Massen von Diorit (Banatit), die sich oft in ein wahres Netzwerk von Gängen auflösen und den umgebenden Kalkstein aus weite Strecken hin in Marmor mit Granaten, Vesuvian und Wollastonit verwandelt haben. Am Kontakte von Kalkstein, seltener Glimmerschiefer und Diorit, brechen unregelmäßig gestaltete Erzstöcke ein, die bald vorwiegend aus Kupfer- und Bleierzen, bald aus Eisenerzen bestehen (s. Abbildung 46). Dognacska und Moravitza führen hauptsächlich Magnetit, daneben geringe Mengen von Zinkblende, Kupfer- und Wismuterzen; Oravitza, Csiklowa und Szaszka geben vorwiegend Kupfererze, Neu-Moldawa, die Gegend der „centum putei“ des Tacitus, kupferführende Schwefelkiese, die gegenwärtig nur auf Schwefelkies zur Schwefelsäurefabrikation gewonnen werden. Auch andere Teile Ungarns zeichnen sich durch Kupferführung aus, wie die Gegenden von Schmölnitz und von Herengrund in Oberungarn.

Gleich merkwürdig wie die Banater Kontaktstöcke sind die nesterförmigen Kupferlagerstätten, die an gewisse, zwischen Genua und der Südgrenze Toskanas auftretende Diabas- und Serpentinaufbrüche gebunden sind. Die wichtigsten Gruben befinden sich gegenwärtig bei Montecatini, westlich von Volterra. Das Gebirge besteht vorwiegend aus eozänen

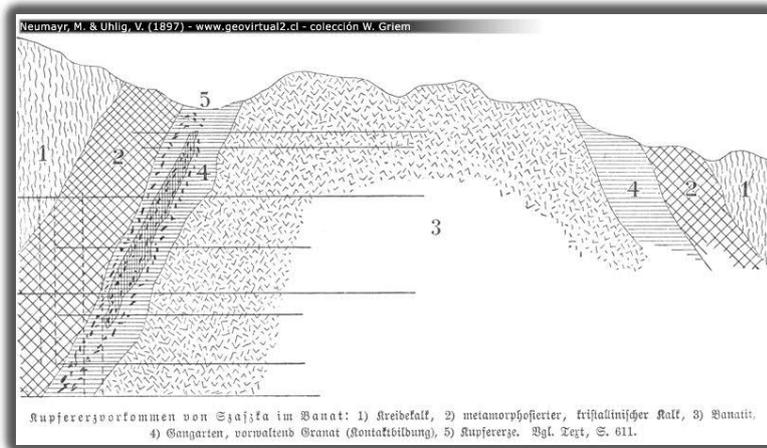


Abb. 46: Kupfervorkommen von Szaszsa im Banat.

Schiefen und Sandsteinen, innerhalb deren der früher als Gabbro bestimmte Diabas der Monte Massi inselförmig auftaucht. An der Grenze des Diabases erscheinen unregelmäßige Serpentinpartien und mit diesen eine Gangmasse von Serpentin, Serpentinkonglomerat und Ton, die das Erz in Form isolierter Kugeln (noccioli) führt. Die Erzführung, aus Kupferkies, Buntkupfer und Kupferglanz bestehend, ist unregelmäßig. Nicht nur sind die Noccioli ihrer Größe nach verschieden, sondern verschiedene Teile der Gangpartie erweisen sich auch bald als taub, bald als erzeich. Diese Unbeständigkeit ist wohl auch mit ein Grund, warum der Bergbau oft nur mit Einbuße geführt werden konnte, weil die reichsten zu Tags ausgehenden Erzmittel wohl schon vor zwei Jahrtausenden von den Etruskern, den alten Meistern der Schmiedekunst, verwertet worden sind.

Frankreichs Kupferproduktion ist unbedeutend. Geringe Mengen werden aus Gängen in den Departements Gard und Var, in den Niederen Pyrenäen und in Savoyen gewonnen. Die ehemals berühmten Kupferminen von Chessy bei Lyon sind längst erloschen und haben gegenwärtig nur noch mineralogisches Interesse. Auch in England ist der Kupferbergbau im Rückgang begriffen. Die wichtigsten Kupferminen enthält das durch seinen Zinnreichtum ausgezeichnete Ganggebiet von Cornwallis im südwestlichen England. Zahlreiche, 1—10 und mehr Meter mächtige Gänge durchsetzen hier devonische Schichten und sind in ihrer Verbreitung an eruptive Granite und Quarzporphyre gebunden.

Schweden und Norwegen gewinnen Kupfer an vielen Punkten (Falun, Röraas, Helgeland, Örkedal, Vignäs) auf Kieslagern, die sämtlich kristallinen Schiefen eingelagert sind.

Im europäischen Rußland richtet sich die Kupfererzeugung hauptsächlich auf die sedimentären Kupfersandsteine, die ähnlich wie der Kupferschiefer in Deutschland der oberen Permformation eingeschaltet sind und sich in wenig gestörter, fast horizontaler Lagerung in den Gouvernements Perm, Jekaterinburg, Ufa und Orenburg über ein Areal von mehr als 18,000 Quadratmeilen ausdehnen. Im Ural werden namentlich die durch ihre schönen Malachitmassen berühmten Gruben in der Tagilsker Gegend (Rudiansk) ausgebeutet, während die an, Kontakt non Silurkalkstein mit dioritischen und porphyrischen Eruptivgesteinen gelegenen Stöcke durch ihren Erzeichtum und ihren geologischen Bau Interesse verdienen. Auch die Gegend südlich vom Tagiler Dominion ist kupferreich.

Einige Worte seien noch über die Kupferlagerstätten Australiens hinzugefügt. Ihre Zahl ist beträchtlich; in Neusüdwaless darf die Cobar-Kupfermine als wichtig hervorgehoben werden, die Gänge in silurischen Schiefern bebaut. In Queensland ist zunächst die Peak-Mine zu nennen, wo das Kupfer, ähnlich wie am Oberen See, an doleritische Mandelsteine geknüpft ist. Südastralien verdankt wesentlich dem Kupferbergbau seinen Aufschwung, der zunächst von der überaus reichen Kontaktlagerstätte der Burra-Burra-Mine ausging. Später haben sich namentlich die an Porphyrite gebundenen Vorkommnisse der Wallaroo-Minen und der Moonta-Mine als ergiebig erwiesen. Auch die Halbinsel York, an deren östlicher Küste ein kleiner Gebirgszug entlang zieht, birgt reichliche Kupfermengen.

Heute beträgt die weltweite Kupferproduktion etwa 20 Millionen Tonnen Jährlich. Also ein Zuwachs um das 100-Fache. Hier spiegelt sich deutlich die technische Entwicklung zwischen 1890 bis 2020 wider. Allein Chile fördert über 5 Millionen Tonnen Jährlich, also das 25-Fache von 1891 der weltweiten Produktion.

Die Kupferproduktion der wichtigsten Produzenten erhellt aus folgender Tabelle:

Staaten	1891 (Tonnen)	1892 (Tonnen)
Vereinigte Staaten von Nordamerika	137.579	166.277
Spanien und Portugal	54.342	55.967
Südamerika	29.015	29.015
Japan	18.500	19.000
Deutschland	16.250	17.960
Australien	7500	6500
Afrika	6120	6120
Rußland	4800	4300
Italien	2200	2500
Schweden und Norwegen	1720	1890
Österreich-Ungarn	1250	1185
Großbritannien	720	700

Die gesamte Kupferproduktion der Welt hatte Merton 1879 auf 149.156 und für das Jahr 1884 auf 208.313 Großtonnen geschätzt.

Blei.

Große Dehnbarkeit, Geschmeidigkeit, geringe Härte, niederer Schmelzpunkt und hohes spezifisches Gewicht (11,352) sind die wesentlichen Eigenschaften, die wir an dem Bietalle Blei wahrnehmen. Gegen chemische Einwirkungen wenig widerstandsfähig, kommt es in der Natur nur selten gediegen in draht- und haarförmigen, ästigen Gebilden oder kleinen Platten vor. Dagegen bildet es mit anderen metallischen und nichtmetallischen Stoffen eine Reihe von Verbindungen,

unter denen das Bleisulfuret, der Galenit oder Bleiglanz die größte Wichtigkeit beansprucht, da der weitaus größte Teil des im Umlauf befindlichen Bleies aus ihm gewonnen wird. Der Bleiglanz besteht aus 88,6 Blei und 13,4 Schwefel, häufig mit einem kleinen Silbergehalt, und stellt sich als ein bleigraues Erz mit lebhaftem metallischen Glanz und deutlicher Spaltbarkeit dar, dessen frei liegende Partien in großen, würfelförmigen, seltener oktaedrischen (s. die Tafel bei S. 591, Fig. 8) Kristallen ausgebildet sind. Von geringerer ökonomischer Bedeutung ist das Bleisulfat oder Auglesit, das Bleikarbonat, der Cerussit (Weißbleierz) und das Bleiphosphat oder Grünbleierz.

Bleierze können unter verschiedenen geologischen Verhältnissen auftreten. Bald erscheinen sie in Ausscheidungsflözen, bald in Lagern, bald in regelmäßigen Gängen; bald bilden sie, mit Zinkerzen vergesellschaftet, die Ausfüllung von unregelmäßigen Höhlungen im Kalkgebirge.

Deutschland bietet uns Beispiele für jede Art des Vorkommens dar. Zu den Ausscheidungsflözen haben wir die Lagerstätte von Kommern in der Eifel zu stellen. Hier erscheint über den devonischen Schichten eine Mulde von Buntsandstein (untere Trias) in einer Länge von drei Meilen und einer durchschnittlichen Breite von einer Meile. In der unteren Abteilung schalten sich Sandsteinflöze mit eigentümlichen Konkretionen, den „Knotten“, ein. Diese bestehen aus Sandkörnern, die durch ein Bindemittel aus Bleiglanz, Weißbleierz und geringen Mengen von Kupfererzen zementiert sind. Die Knotten liegen bald dicht gedrängt beisammen, bald kommen sie nur vereinzelt vor. Der Abbau wird ans dem Bleibergs zwischen Call und Mechernich betrieben. Lagerform zeigt ausgeprägt der bereits besprochene Rammelsberg, wo Bleierze mit Kupferkiesen zusammen einbrechen. Als Typus der Gangform können wir die Lagerstätte von Clausthal im nordwestlichen Harz betrachten. Die Schichten des Kulms und Devons werden hier von mächtigen Verwerfungsspalten durchzogen, die mit zertrümmertem Nebengestein, Grauwacke und Tonschiefer, Quarz, Kalkspat, Schwerspat, silberhaltigem Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies, erfüllt sind. Diese Gänge können bis zu 40 m Mächtigkeit erreichen, treten manchmal zu Scharrungen zusammen und ordnen sich zu Gangzügen, die ein unterhalb des Brockens auslaufendes Strahlensystem bilden. Ausgezeichnete Bleiglanz-Gangzüge erscheinen ferner im Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges; ein solcher Gangzug läßt sich von Peterswalde bis Holzappel an der Lahn aus eine Länge von $7 \frac{3}{4}$ Meilen verfolgen. Ferner erstreckt sich ein Gangzug von Braubach am Rhein über das Lahntal bei Ems bis nach Dernbach. Das Ganggebiet von Freiberg im sächsischen Erzgebirge, das ebenfalls ziemlich viel Blei ausbringt, wurde schon (S. 603) beschrieben. Nach dem Typus der Höhlenfüllungen endlich sind die reichen Blei- und Zinklagerstätten in Oberschlesien gebaut, die bereits um 1230, als die Probstei Beuchen gestiftet wurde, die Entfaltung eines blühenden Bergbaues veranlaßt haben. Man unterscheidet in Oberschlesien zwei flache, im unteren Muschelkalks gelegene Erzmulden, von denen die eine die reichsten Zinklagerstätten enthält (vgl. unten, S. 619), während die andere hauptsächlich ans Blei ausgebeutet wird. Diese breitet sich bei Tarnowitz über eine Fläche von etwa einer Quadratmeile aus und besteht aus vielen, unregelmäßig gestalteten Erznestern, die durch taube Partien getrennt sind, aber stets ein bestimmtes Niveau in der mittleren Partie des unteren Muschelkalkes einhalten. Denselben Typus repräsentieren ferner die Lagerstätten von Brilon und Iserlohn in Westfalen und die zwischen Aachen und Philippeville in Belgien.

Unter den Bleierzlagerstätten Österreichs verdienen neben dem bereits besprochenen Przi-bramer Ganggebiete (vgl. S. 604) vornehmlich die südalpinen, die an obertriadische Kalke und Dolomite gebunden sind, eine eingehende Würdigung. In der Lokalität Raibl in Kärnten liegen die erzführenden Kalke und Dolomite über den Tuffen von Kaltwasser und werden von einem schieferigen Verbände, den Raibler Schichten, überlagert. Die Schichten des erzführenden

Kalksteines werden von mehreren nordsüdlich verlaufenden Klüften, den „Blättern“, um 40—60 m verworfen. Über Tags äußern sich diese Blätter durch die Talbildung der „Klammern“; unter Tags erkennt man, daß das Bleierz stets an die Blätter gebunden ist. Es verlaufen nämlich neben den Blättern mehr oder minder unregelmäßig gestaltete Höhlungen, die mit Krusten von Bleiglanz, Schalenblende, Eisenkies und Dolomit ausgekleidet sind. Davon verschieden und räumlich getrennt sind die Zinklagerstätten von Raibl, die nicht als Hohraumausfüllungen, sondern als Pseudomorphosen nach Kalkstein aufzufassen sind. Analoge Lagerstätten wie in Raibl erscheinen in den Lokalitäten Greifenburg, Deutsch-Bleiberg, Villach, Klagenfurt. Auch die Trias der Bayrisch-Tiroler Nordalpen enthält ähnliche Blei-Zinkminen von geringerer Wichtigkeit.

In England ist der Bleibergbau von hohem Alter: manche Lagerstätten, wie die von Cardiganshire und Shropshire, wurden bereits von den Römern ausgebeutet. In Cumberland Mid Derbyshire erscheinen Bleierze in queren Gangspalten und Schichtungsklüften im Kohlenkalke. Wichtige Bergbaue befinden sich ferner in Montgomerpsire, North Wales, Carnarvonshire, Jorkshire, Cornwall und auf der Insel Man. Frankreich gewinnt Blei aus unregelmäßigen Taschen und Höhlungen im Liaskalke von Parran (Departement Gard) in den Cevennen, aus Gängen im Gebiete von Poullaonen und Huelgoat bei Morlaix in der Bretagne, ferner im Gebiete von Aveyron in Südfrankreich und in der Gegend von Forez und Pontgibaud, unweit Clermont. Die Gänge der letztgenannten Gegend enthalten Schwespat neben silberhaltigen Bleierzen, Zinkblende, Kupfererzen als charakteristische Gangart und befinden sich in der Nähe der erloschenen Vulkane der Auvergne. Die Gänge des Aveyrongebietes setzen in kristallinen Schiefnern aus und finden sich nur da, wo diese von vulkanischen Gesteinen durchbrochen werden; der genetische Zusammenhang zwischen beiden ist hier unbezweifelbar.

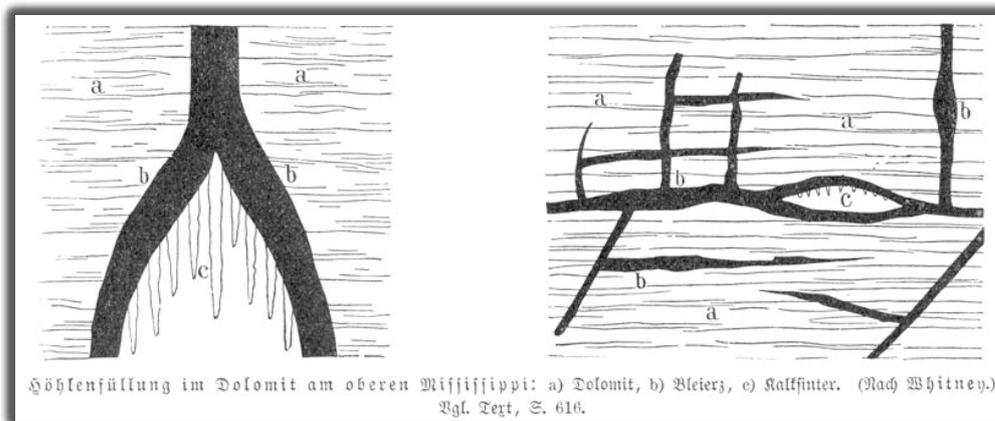


Abb. 47: Höhlenfüllung im Dolomit am oberem Mississippi.

Spaniens Bleierzlagerstätten zeichnen sich durch große Produktivität aus. In einigen haben nacheinander die Phöniker, Karthager und Römer, teilweise auch die Araber Bergbaubetriebe und Spuren ihrer Tätigkeit hinterlassen, wie in Linares und in der Gegend von Cartagena. Das Gebiet von Linares in den Ausläufern der Sierra Morena wird aus Granit zusammengesetzt, auf dem isolierte Partien von rotem Ton, Quarzkonglomerat und rotem Sandstein horizontal aufrufen. Die Gänge durchsetzen sowohl den Granit als die darauf gelagerten Sedimente, können bis zu 8 m mächtig werden und wurden teilweise bis auf 6 km Länge verfolgt. Bald ist die ganze Mächtigkeit der Gänge mit derbem Bleiglanz erfüllt, bald bildet Nebengestein, Quarz, Kalkspat und Bleierze, die Füllung. In den oberen Teufen ist der Bleiglanz in Weißbleierz umgewandelt, und am Ausgehenden treten Eisen und Kupfererze hinzu. Der Bleierzdistrikt von Cartagena zieht sich von der Stadt östlich der Meeresküste entlang. Das Gebirge besteht hauptsächlich aus Kalkstein, in den: die Bleierze als Füllung von Gängen, Taschen und Höhlungen erscheinen. Ein

ausgezeichnetes Bleierzganggebiet bildet das der Sierra de Gador (Provinz Almeria). Wenige, aber mächtige und erreiche Gänge durchsetzen hier Tonschiefer und Glimmerschiefer und zeichnen sich durch lagerförmige Anordnung der Gangarten aus.

In Nordamerika war früher die Bleigewinnung auf den mittleren und östlichen Teil des Landes beschränkt. Mit dem Aufschwungs des Silberbergbaues und der Vervollständigung des Eisenbahnnetzes im Westen hat sie sich auch dorthin verpflanzt und hat nunmehr im Westen einen ihrer Hauptsitze. Im Osten Nordamerikas, in den Staaten New York, Tennessee, Virginia, erscheinen Bleierze zum Teil in Gängen im Silur und in der Gneiszone des Alleghenygebirges, zum Teil in regelmäßigen Flözen. Die Bleierzflöze schalten sich bei Austin in Virginia, Knoxville in Tennessee, Friedensville in Pennsylvanien und an anderen Orten in den wohlgeschichteten Dolomit der untersilurischen Trentongruppe ein und können bis zu 6 m Mächtigkeit erreichen. Im mittleren Teile des Landes befinden sich die früheren Hauptgegenden des amerikanischen Blei- und Zinkbergbaues: der Galenadistrikt an, oberen Mississippi an der Grenze der Staaten Wisconsin, Iowa und Illinois und der südliche Missouriistrikt. Die Lagerstätten des Galenadistriktes sind auf einen Flächenraum von 140 geographischen Quadratmeilen verteilt und gehören zu den Höhlenfüllungen. Bald sind es schmale, vertikale Spalten, hier und da mit bauchigen Erweiterungen, bald größere, unregelmäßige Hohlräume, die im Galenadolomit der untersilurischen Trentongruppe auftreten und mit Blei- und Zinkerzen, zuweilen von Kalkspat, Schwerspat und Schwefelkies erfüllt sind (s. Abbildung 47). Im Missouriistrikt liegen Blei- und Zinkerze unter ähnlichen geologischen Verhältnissen in silurischen und karbonischen Kalken. Eine der Gruben dieses Distriktes, die Mine La Motte, wurde schon im vorigen Jahrhundert betrieben.

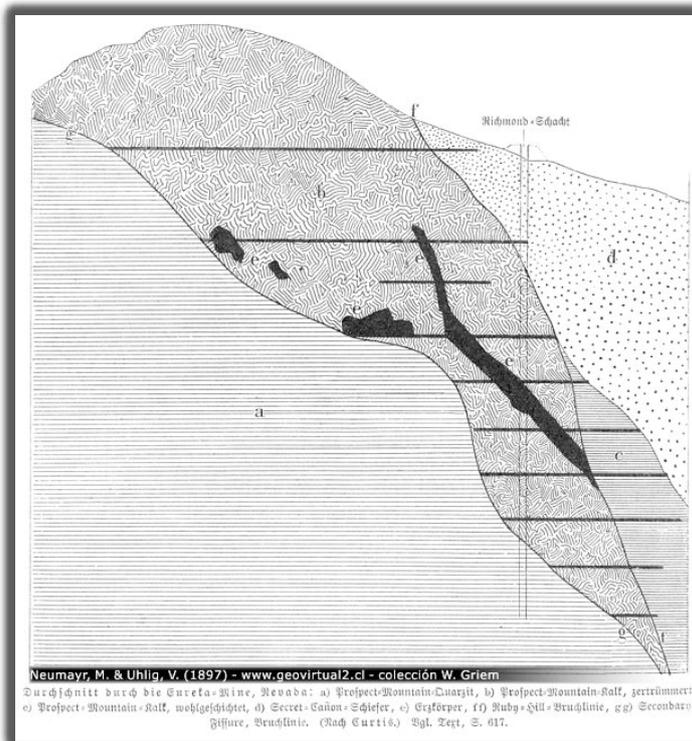


Abb. 48: Durchschnitt durch die Eureka Mine in Nevada.

Im Westen der Vereinigten Staaten beteiligen sich die Staaten Utah, Nevada, Colorado, Kalifornien und Montana an der Bleiproduktion. Aus der Reihe der zahlreichen Blei-Silber Lagerstätten, von denen einige schon im vorhergehenden (vgl. oben, S. 602) genannt worden sind, seien hier nur zwei besonders hervorgehoben, die in neuerer Zeit eine große ökonomische Bedeutung und zugleich eine eingehende geologische Beschreibung erlangt haben: die Lagerstätten von Leadville in Colorado und vom Eureka-Distrikt in Nevada. Die Stadt Leadville, die in kurzer Zeit durch den Bleibergbau erblüht ist, liegt in 10.150 engl. Fuß Meereshöhe am Westabhang der Mosquitokette. Das Gebiet

wird aus archaischen, kambrischen, silurischen und sardonischen Gesteinen zusammengesetzt, die von mesozoischen Porphyren durchbrochen werden. Die Erze sind hauptsächlich an die Gesteinsgrenze der Porphyre gegen den Kohlenkalk gebunden und werden von Emmons als Produkt der Auslaugung metallischer Bestandteile aus den Porphyren und einer pseudomorphen

Umwandlung des Dolomits oder Kalksteines erklärt. Der Grubendistrikt von Eureka liegt aus dem nördlichen Ausläufer des Prospect-Gebirges in der Diamond-Kette des östlichen Nevada. Kambrische, silurische und devonische Schichten beteiligen sich neben alten Graniten an der Zusammensetzung des Gebirges und werden von vielen Eruptivgesteinen, Quarzporphyren, Rhyolithen, Andesiten und Basalten durchbrochen. Der Prospect Mountain und der sich nördlich anschließende Ruby Hill bestehen fast nur aus kambrischen Schichten, die zu einem nordsüdlich streichenden Gewölbe zusammengepreßt sind und von zahlreichen Längs- und Querspalten durchsetzt werden. Am Ruby Hill sind namentlich zwei Spalten von Bedeutung, von denen eine an der Grenze zwischen Kalkstein und Quarzit verläuft (s. Abbildung 48). In den südöstlichen Teil der Hauptspalte ist Rhyolith eingedrungen; der nordwestliche ist nur mit Letten ausgefüllt. Diese beiden Spalten umschließen eine keilförmige Masse von Prospect-Mountain-Kalkstein, die durch und durch zerrüttet und zerstückelt ist und die Erze in regelloser Anordnung enthält. Die Erze, in der Tiefe aus silberhaltigem Bleiglanz, mit Blende, Pyrit und Arsenopyrit, in den oberen Regionen aus Anglesit, Cerussit und Brauneisenerz bestehend, füllen bald Spalten, bald nest- oder stockförmige Hohlräume von bedeutender Größe aus. Nach Curtis stehen die Rhyolitheruption und die Erzbildung in ursächlichem Zusammenhang. Im Gefolge des Ausbruchs dürften Solfataren entstanden und Thermalwasser emporgestiegen sein, die die Metallsulfide mitbrachten und sie in den Klüften und Höhlungen des zerrütteten Kalksteins niederlegten.

Die Eureka Mina war nach der Comstock Mine das zweitgrößte Bergwerk. Die reichen Blei-Silber-Vererzungen führten zu einem Boom um 1870, im Ort Eureka wohnten etwa 10.000 Personen. Heute leben hier weniger als 1000 Menschen. Der Bergbau ist hier nicht mehr aktiv.

Die Gesamtproduktion der Welt an Blei wurde von Landsberg für das Jahr 1884 auf 450—500.000 Tonnen geschätzt. Daran beteiligten sich mit den höchsten Ziffern die Staaten Nordamerika, Deutschland und Spanien, und zwar Nordamerika mit 139.897 Tonnen, Deutschland mit 98.814 Tonnen und Spanien mit 90.000 Tonnen. Im Jahre 1881 berechnete man den Stand der Bleiproduktion der Welt folgendermaßen:

Staaten	1881 (Tonnen)	Staaten	1881 (Tonnen)
Spanien	120000	Italien	10000
Nordamerika	105000	Griechenland	9000
Deutschland	90000	Belgien	8000
England	67000	Österreich	6000
Frankreich	15000	Rußland	1500

Noch im Jahre 1881 war demnach Spanien der Hauptbleiproduzent der Welt, wurde aber in der Folge von Deutschland, noch mehr von Nordamerika überflügelt. Einen eigentümlichen Gang hat die Bleiproduktion in Nordamerika genommen. Nordamerikas Bleigewinnung konnte trotz vieljähriger Entwicklung den einheimischen Bedarf lange Zeit nicht decken, und Europa fand dort einen willkommenen Abnehmer für seinen Überschuß an Blei. Dies hatte seinen Grund keineswegs in einer natürlichen Armut des Landes, sondern in der Mangelhaftigkeit des Verkehrs und in dem Umstande, daß sich die meisten Kräfte der lohnenderen Ausbeute der Edelmetalle widmeten. Erst in der Mitte der siebziger Jahre konnte man sich den noch jungfräulichen Bleilagerstätten im Westen energisch zuwenden und brachte die Produktion fast plötzlich auf eine solche Höhe (1889: 183,990 Tonnen), daß Nordamerika zum wichtigsten Bleiproduzenten der Erde wurde. Seitdem fand nicht nur keine nennenswerte Einfuhr mehr dorthin statt, sondern es entwickelte sich sogar eine Ausfuhr, die ein rasches Sinken der Bleipreise in Europa zur Folge

hatte. Spaniens Produktion ging stark zurück, während Deutschland, trotz der drückenden amerikanischen Konkurrenz, bis 1884 noch immer eine Steigerung seiner Produktion aufweisen konnte, jedoch im Jahre 1885 seine Produktion um 2800 Tonnen niedriger stellen mußte als im Vorjahre.

Zink.

Gewisse Zinkerze wurden schon im Altertum und im Mittelalter in Verbindung mit Kupfer zur Darstellung von Messing verwendet, ohne daß man das metallische Zink gekannt hätte. Andere Zinkerze wußte man gar nicht zu verwerten und ließ sie, wenn sie der mitvor-kommenden Bleierze wegen gefördert werden mußten, unbeachtet auf den Bergwerkshalden liegen.

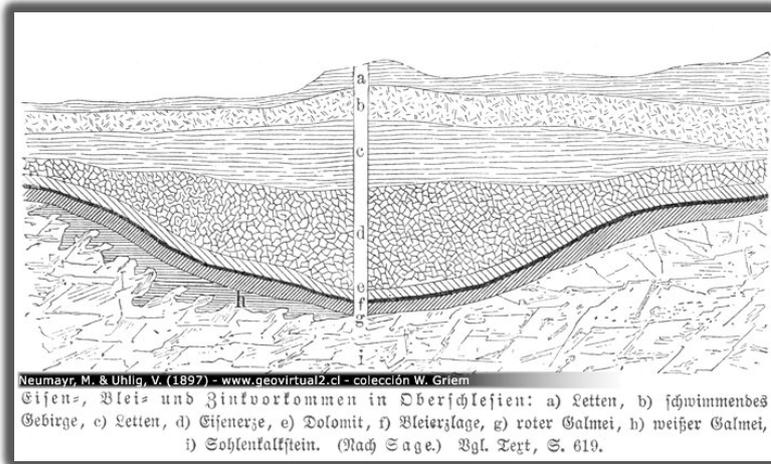


Abb. 49: Eisen – Blei – Zinkvorkommen in Oberschlesien. (nach Sage)

Im 16. Jahrhundert wurde das metallische Zink bekannt; aber erst im vorigen Jahrhundert begann die Zinkdarstellung im großen. Die technische Bedeutung dieses Metalles wurde trotzdem noch lange Zeit nicht gehörig gewürdigt. Erst als man erkannt hatte, daß das Zink einerseits vor dem Kupfer und dem Eisen den Vorzug leichter Schmelzbarkeit

und größerer Dehnbarkeit voraus hat, andererseits das Blei durch größere Festigkeit und Leichtigkeit (spezifisches Gewicht 6,8— 7,3) übertrifft, hat seine Verwendung einen größeren Aufschwung genommen. Jetzt ist die Wichtigkeit des Zinks durch die Verwendung der galvanischen Elektrizität bedeutend gestiegen.

Blende und Galmei sind die wichtigsten Erze dieses in der Natur gediegen nicht vorkommenden Metalles. Die Zinkblende oder Sphalerit ist eine Verbindung von 67 Zink und 33 Schwefel und bildet reguläre, oft zu Zwillingen verwachsene Kristalle von halbflächiger Ausbildung mit lebhaftem Glanz und brauner Färbung (s. die Tafel bei S. 591, Fig. 4). Unter der Bezeichnung Galmei faßt der Bergmann zweierlei Erze zusammen: das Zinkkarbonat, Zinkspat oder Smithsonit mit 64,8 Zinkoxyd und 35,2 Kohlensäure und das Kieselzinkerz, Calamin oder Hemimorphit mit 25 Kieselsäure, 67,5 Zinkoxyd und 7,5 Wasser. Das erste Erz kristallisiert in rhomboedrischen, das zweite in rhombischen Kristallen; beide erscheinen aber viel häufiger in derben, traubigen, nierenförmigen oder faserigen Aggregaten von gelblicher oder bräunlicher Färbung. Außerdem erscheint das Zink noch als Bestandteil mehrerer anderer Minerale, die keine besondere Bedeutung als Erze haben.

Bei Besprechung der Bleierzlagerstätten würde hervorgehoben, daß in der Natur Zink so oft mit dem Blei vergesellschaftet vorkommt, daß fast auf allen Bleierzbergwerken auch mehr oder minder erhebliche Mengen von Zinkerzen gewonnen werden. Daher zu dem, was schon über die Blei-Zinklagerstätten mitgeteilt worden ist, nur noch einige ergänzende Bemerkungen.

Zuweilen brechen Blei und Zink wohl in demselben Erzdistrikt ein, lassen aber doch eine gewisse räumliche Trennung erkennen, wie in den Südalpen bei Raibl oder in Oberschlesien, In

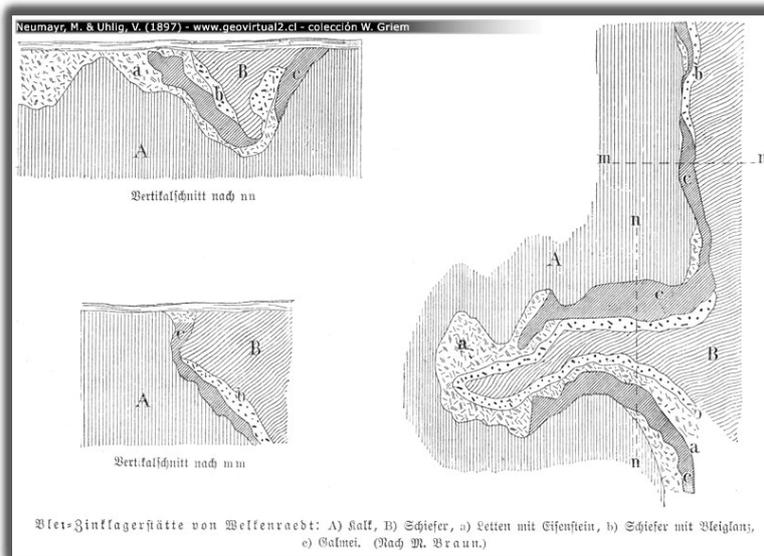


Abb. 50: Blei – Zinklagerstätte von Welkenraedt (nach Braun)

Oberschlesien erscheinen die wichtigsten Zinkerzlagertstätten in einer etwa 3 Meilen langen, ¼ - ½ Meile breiten Mulde, die sich westöstlich von Miechowitz bei Beuthen bis nach Czeladz und Bendzin in Russisch-Polen hinzieht (s. Abbildung 49), Die Zinkerze liegen hier wie die Bleierze in der mittleren Abteilung des unteren Muschelkalkes, Sie breiten sich auf dem „Sohlenkalkstein“ aus, füllen dessen topf- oder taschenartige Vertiefungen aus und drin-

gen wohl auch in kurze Spalten und Klüfte ein. Die Decke der Erzlager bildet bald der Dolomit des unteren Muschelkalkes, bald tertiäre Tone und Sande, Die Zinkerze, Zinkspat, Kieselzink und Blende sind selten ganz rein, sondern meist mit Brauneisenstein, Letten, Dolomit und Kalkspat gemengt. Die oberschlesische Galmeimulde erstreckt sich bis nach Russisch-Polen und in die Gegend von Ploki bei Krakau in Galizien, Die nächst wichtigsten europäischen Zinkdistrikte sind die rheinisch-belgischen. Die obenstehende Abbildung (50) gibt ein Bild des geologischen Baues der bekannten Lagerstätte von Welkenraedt, wo sich die Zinkerze, begleitet von Bleiglanz und Eisenerzen, an der Grenze von Kohlenkalk und Kohlschiefer einstellen. Geologische Verhältnisse, die von denen aller anderen Zinkerzlagertstätten gänzlich verschieden sind, weist das Vorkommen von Ammeberg bei Askersund (Wettern) in Schweden auf. Hier erscheint Zinkblende als Imprägnation von Gneis, indem sie zuerst untergeordnet auftritt, allmählich aber alle Bestandteile des Gneises verdrängt, der in einer Mächtigkeit von 15—26 m und auf eine bedeutende Ausdehnung im Streichen in ein körniges Blendegestein umgewandelt ist. In Sardinien liegen die Zinkerze in silurischen Kalksteinen und werden am lebhaftesten am Monte Pont bei Iglesias ausgebeutet. Sie bilden einzelne stockförmige Muffen im Kalkstein und sind von den in der Nähe vorkommenden Bleierzen räumlich getrennt.

Unter den zinkproduzierenden Staaten nimmt gegenwärtig Deutschland den ersten Rang ein; dann folgen Belgien und England, Frankreich und Spanien. Bedeutende Mengen von Zinkerzen liefern Sardinien und Schweden; ihre Verhüttung erfolgt aber zumeist in Belgien. Unter den nordamerikanischen Staaten weist Illinois die größte Produktion auf. In den Jahren 1891 und 1892 war der Stand der Zinkerzeugung folgender:

Produktionsgebiete	1891	1892
Rheindistikt und Belgien	139.695	143.505
Schlesien	87.080	87.760
Vereinigte Staaten von Nordamerika	58.860	-
Großbritannien	29.401	28.590
Frankreich und Spanien	18.360	18.462
Österreich	7.135	5.020
Polen	3.760	4.270

In Tonnen – www.geovirtual2.cl / Neumayr & Uhlig, 1897

Aus dem Vergleich mit den vorhergehenden Jahren ergibt sich, daß die Produktion im allgemeinen zunimmt. Ebenso wächst auch der Verbrauch an Zinn, obwohl nicht in demselben Maße wie die Produktion.

Zinn.

Das Zinn ist ein bei gewöhnlicher Temperatur silberweißes, sehr geschmeidiges Metall vom spezifischen Gewicht 7,29. Fast so weich wie Blei und leicht schmelzbar, widersteht es doch trefflich den oxydierenden Einflüssen der Luft und der Feuchtigkeit. Nur äußerst selten erscheint es in der Natur gediegen, und auch in Verbindungen mit anderen Stoffen tritt es nicht häufig auf. Nur ein Zinnmineral ist als Erz von ökonomischer Bedeutung: der Zinnstein oder Cassiterit. Seiner chemischen Zusammensetzung nach ist der Zinnstein nichts weiter als Zinnoxid (SnO_2) mit 78,6 Zinn und 21,4 Sauerstoff; er bildet schöne, lebhaft glänzende, tetragonale Zwillingskristalle (s. die Tafel bei S. 591, Fig. 2) oder derbe, seltener faserige Aggregate von nelkenbrauner bis schwarzer Färbung.

Die geologischen Verhältnisse, unter denen das Zinnerz auf ursprünglicher Lagerstätte erscheint, sind ebenso merkwürdig wie gleichförmig. Stets sind es kieselsäurereiche, vollkristallinische oder porphyrische Quarzglimmer- und Quarz-Feldspatgesteine eruptiver Natur (Granit, Granitporphyr, Greisen), an die die primäre Zinnführung gebunden ist. Wo zinnerzführende Gesteine zu Tage ausgehen und verwittern, da mußte Zinnerzgrus in die losen Anschwemmungsbildungen, den Sand und Schlamm der Täler und Gehänge, übergehen. Es entstanden zinnerzreiche Anschwemmungen, die „Zinnseifen“, die, ähnlich wie die Goldseifen, zuerst die Aufmerksamkeit des Menschen auf dieses Metall gelenkt haben. Ihre Ausbeutung ging stets der Auffindung der primären Lagerstätten voran.

Von alters her berühmt sind die Zinnerzgruben des böhmisch-sächsischen Erzgebirges. Das nach Ostnordosten streichende Erzgebirge wird von zahlreichen porphyrischen Eruptivmassen unregelmäßig durchbrochen. Darinnen treten an mehreren Stellen (Zinnwald, Altenberg, Kahlenberg, Graupen und Mückenturm) granitische Gesteine auf, in denen der Zinnerzbergbau umgeht. Bei Zinnwald taucht innerhalb des Porphyrs eine elliptische Granitkuppe von ungefähr 1300 m Länge und 480 m Breite auf, die eigentlich aus einem System von übereinander lagernen Schalen oder Kappen besteht, deren Form mit der äußeren Gestalt der Kuppe übereinstimmt. Da der Porphyr und der Granit durch Übergänge zu einer Einheit miteinander verbunden sind, macht es hier nach Reyer den Eindruck, „als ob hier in einem noch nicht erstarrten Porphyrrerguß ein Nachschub von granitischem Teig kuppenartig aufgestiegen sei“. Die ganze Granit- und Greisenmasse enthält Zinnes in feinsten Verteilung, jedoch nicht in bauwürdiger Menge (1/4 Prozent). Der Abbau folgt daher den zinnerzreicheren, 10—73 cm mächtigen Absonderungsräumen zwischen den einzelnen flachen Schalen, die Quarz, Lithionglimmer, Flußspat, Zinnstein, Wolfram, Zinnkies, Bleiglanz, andere Erze und seltene Minerale führen. Außerdem wird der ganze zinnführende Stock von schmalen, steilen, nach Nordosten streichenden Gängen durchsetzt, die ebenfalls mit verschiedenen Mineralen und Zinnstein erfüllt sind.

Ähnlich sind die Verhältnisse in Altenberg im sächsischen Erzgebirge. Auch hier bildet das Zinnstockwerk eine granitische Masse von etwa 900 m Länge und Breite, die in unbekannte Tiefen niedersetzt und allseitig in Porphyr, Granitporphyr und Granit übergeht. Der technisch wichtige Teil des Stockwerkes ist der „Zwitter“, ein dunkles, wesentlich aus Quarz und chloritähnlichem Glimmer bestehendes, greisenartiges Gestein, das mit Zinnerz in feiner, mit freiem Auge nicht erkennbarer Form imprägniert ist (1/2 – 1/3 Prozent). Der Zwitter mußte bei dieser Art der

Erzverteilung als Ganzes herausgehoben werden, und als der oberste Teil zum großen Teile abgebaut war, fand ein großartiger Einsturz statt, es entstand eine riesige „Pinge“, die die Stelle des ehemals so blühenden Bergbaues schauerlich kennzeichnet.

Der Westen des Erzgebirges beherbergt Zinnerze in den Örtlichkeiten Hengstererben, Platten, Ehrenfriedersdorf, Marienberg, Geyer und Eibenstock. In der Fortsetzung dieses Gebietes liegt der Bergbau von Schlaggenwald im nordwestlichen Böhmen.

Das zweite Hauptzinngebiet Europas bildet die Halbinsel Cornwall im äußersten Südwesten Englands. An der Zusammensetzung des Bodens beteiligen sich hauptsächlich devonische Schiefer, aus denen mehrere Granitmassen inselförmig auftauchen. Die Granite wie die Schiefer (Killas) werden von zahlreichen Porphyrgängen (Elvans) durchzogen, die zum Teil wahrscheinlich Apophysen des in der Tiefe weiter ausgebreiteten Granits, zum Teil aber auch jünger als der Granit sind. In der Nähe der Granitinseln brechen zahlreiche, ungefähr ostwestlich streichende Gänge ein, die sich nie weiter als 2—3 englische Meilen vom Granit entfernen und daher mit diesem in genetischen Zusammenhang gebracht werden müssen. Wo sich die Erzgänge mit Porphyradern kreuzen, sind sie erreicher; die Adern wirken also veredelnd. Die Füllung der Eingänge besteht hauptsächlich aus Quarz mit Zinnstein und Kupfererzen, zahlreichen anderen Nebenerzen und Gangmineralen. Nach der vorwiegenden Füllung unterscheidet man Kupfer- und Zinngänge; doch ist der Unterschied nicht scharf. Außerdem sind sowohl die Granite als die Porphyre stellenweise mit feineren Zinnerzgängen so durchwachsen, daß wirkliche Zinnstockwerke entstehen können. Endlich kommt es vor, daß das geschichtete Gebirge von zinnhaltigen Adern, den tin floors, durchwebt erscheint. Eine merkwürdige Art veranschaulicht die obenstehende Abbildung 51. Gewöhnlicher Granit ist von einer dünnen, mit Quarz und eisenhaltigem Ton erfüllten Spalte durchzogen. Zu beiden Seiten der Spalte ist der Granit mit Zinnerz reich imprägniert, das auch hier von Flußspat und verschiedenen Kiesen begleitet ist.

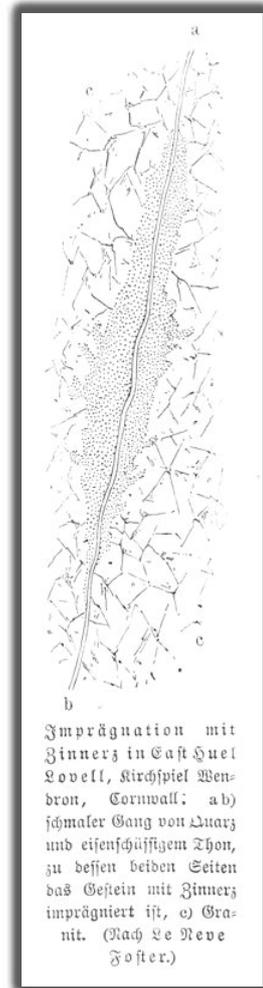


Abb. 51: Imprägnation mit Zinnerz (nach Foster)

Während in Europa das Zinn nur noch in tiefen Bergbauen gewonnen werden kann, bergen gewisse Landstriche von Ostasien und Australien noch zinnführendes Schwemmland in weiter Ausdehnung. Die Entdeckung dieser reichen Zinnseifen erfolgte im Jahre 1710 auf der Insel Banka. Später wurden Zinnseifen in Malakka und im Jahre 1852 auf Billiton ausgedeckt. Erst in den siebziger Jahren hat man erkannt, daß sich der Zinnreichtum Hinterindiens auch nach Australien fortsetzt, wo Zinnerze in, Küstengebirge der Provinzen Victoria, Neusüdwales und Queensland zum Vorschein kommen. Die Fortsetzung der australischen Zinnregion wiederum hat man ans Tasmanien entdeckt. Auch im australischen Zinngebiet ist die Zinnführung an Granit und Porphyr, am Mount Bischofs in Tasmanien an porphyrartigen Topasfels geknüpft. Ebenso bestehen Banka (S. untenstehende Abbildung 52), Billiton und Malakka größtenteils aus Granit und enthalten das Zinnerz unter ähnlichen Verhältnissen wie anderwärts. Die Zinnvorräte, die die Alluvionen dieser Gebiete enthalten, sind gegenwärtig noch so reich, daß man sich zumeist auf die Ausbeutung der Seifen beschränkt und noch nicht gezwungen ist, die ursprünglichen Lagerstätten aufzusuchen.

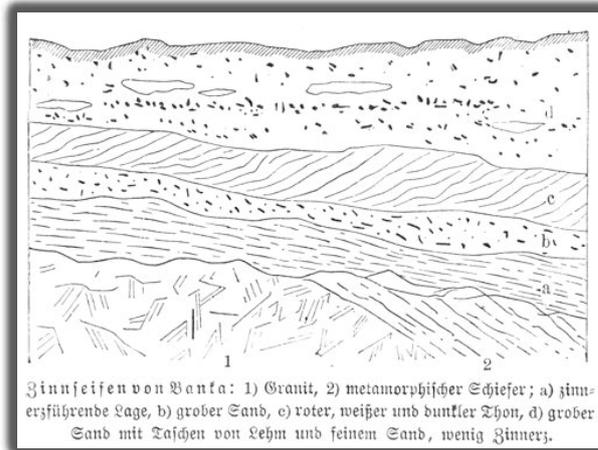


Abb. 52: Zinnseifen von Banka.

Außer diesen drei Hauptzinngebieten: dem Erzgebirge, Cornwall und Hinterindien-Australien- Tasmanien, sind auch andere Gegenden durch Zinnführung ausgezeichnet: Bolivia, die spanische Provinz Galicien, die Bretagne, Campiglia Marittima in Italien, Finnland, China und Japan, Durango und Chihuahua in Mexiko, die Staaten Maine, Missouri und Kalifornien in Nordamerika und mehrere andere. Bei Ashland in Alabama wurde ein neuer Bergbau, die Broad- Arrow-Mine, in zinnführendem Granit und Gneis eröffnet, ferner in Dakota die Etta-

Mine. Von den genannten Vorkommnissen sind jedoch die meisten bekanntermaßen so unbedeutend, daß sie wohl nur theoretisches Interesse wachrufen; nur wenige dürften praktische Bedeutung gewinnen.

Das Zinn bietet demnach eine solche Konzentration der Gewinnungsorte dar, wie nur wenige andere Metalle, ausgenommen das Quecksilber. In den gegenwärtigen Hauptgebieten hat die Zinnindustrie ein hohes Alter. Am frühesten dürften wohl die hinterindischen Wäschen ausgebeutet worden sein. Von da mußten die asiatischen Kulturstaaten schon in vorhistorischer Zeit das für die Bronzebereitung notwendige Zinn beziehen, und während des Altertums, des Mittelalters und tief in die Neuzeit hinein hat der große Bedarf hier seine hauptsächlichste Deckung gefunden. Auch China, wo die Bronze- Industrie nach v. Richthofen namentlich um 1800—1500 und um 1100—900 v. Chr. geblüht hat, dürfte seinen Bedarf zum Teil aus dieser Quelle bezogen haben; zum Teil beutete es eigene Lagerstätten aus. In den Mittelmeerländern vermittelten die Phöniker den Zinnhandel und brachten Zinn aus Spanien und Britannien. England blieb lange Zeit Europas wichtigster Zinnproduzent; bis zum 14. Jahrhundert wurden vorwiegend die Zinnwäschen in Devon ausgebeutet; dann ging man allmählich zum Gangbergbau in Cornwall über. Im 12. und 13. Jahrhundert tauchte das sächsisch-böhmische Zinn auf, im 14. Jahrhundert erlangte Graupen hohe Bedeutung, in der zweiten Hälfte des 15. Jahrhunderts kamen Altenberg und Schlackenwald hinzu. Und als in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts die Zinnproduktion einen lebhaften Aufschwung nahm, regte sich auch in vielen anderen Orten des sächsisch-böhmischen Erzgebirges bergbauliche Tätigkeit. Bald aber geht die Produktion in diesem Gebiete wieder zurück, während Cornwall eine stets steigende Produktion aufzuweisen hat und sich noch immer als ergiebig behauptet. Hinterindien (Straits Settlements) lieferte seit langem auch für den europäischen Markt bedeutende Zinnmengen. In den siebziger Jahren unseres Jahrhunderts traten Australien und Tasmanien hinzu, und diese Länder behaupten nunmehr den ersten Rang unter den Zinngebieten der Gegenwart Die untenstehende, von Neper entworfene Tabelle gibt ein anschauliches Bild über die Zinnproduktion der Vergangenheit bis zum Jahre 1880; zu ihrer Ergänzung seien folgende Produktionsziffern hinzugefügt:

	1891 (in Kleintonnen)
Straits Settlements, Banka, Billiton	42.560
England	9.354
Australien	5.999
Kalifornien	162.000

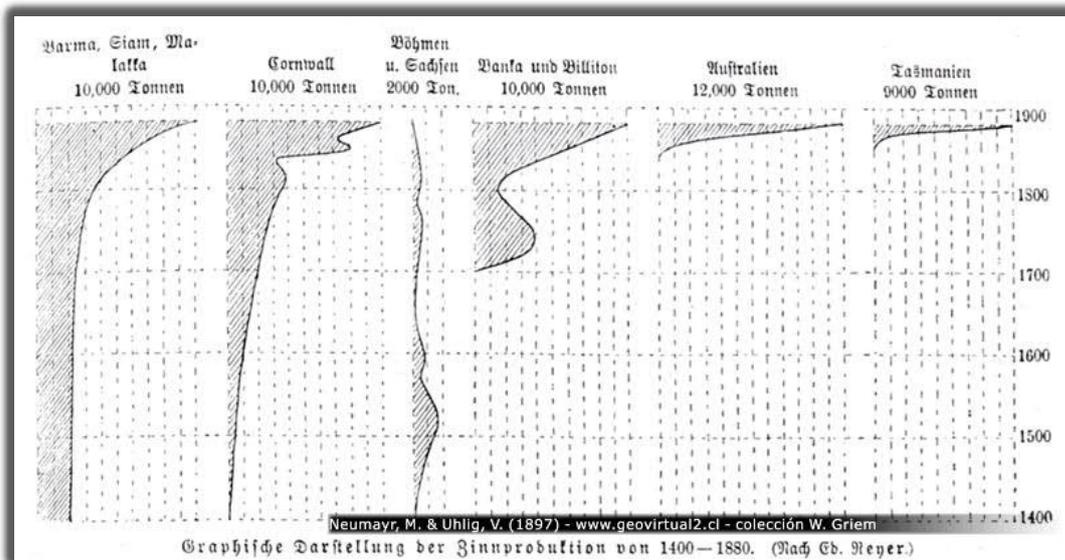


Abb. 53: Graphische Darstellung der Zinnproduktion (nach Reyer).

Nickel und Kobalt.

Nickel hat in metallischer Form fast alle Eigenschaften des Eisens, verbindet aber damit die Farbe, den Glanz und die Nichtoxydierbarkeit des Silbers. Aus der Erde ist es zwar nicht gediegen, aber als Bestandteil verschiedener Erze ziemlich weit verbreitet, kommt jedoch nur selten in größerer Menge vor. Als wichtigstes Nickelerz ist außer dem später zu erwähnenden Garnierit das Kupfernickel oder Nickelin, ein meist derbes, aus 43,6 Nickel und 56,4 Arsen bestehendes Mineral, hervorzuheben, das seinen Namen „Kupfernickel“ nicht einem Zusatz von Kupfer, sondern seiner licht kupferroten Färbung verdankt. Daneben sind noch der Arsenickelglanz oder Gersdorffit mit 35,1 Nickel, 45,5 Arsen und 19,4 Schwefel, der Antimonnickelglanz oder Ullmannit mit 27,4 Nickel, 57,5 Antimon und 15,1 Schwefel, der Rickelkies mit 64,5 Nickel und 35,5 Schwefel sowie der Chloanthit, eine Verbindung von Kobold, Nickel, Eisen und Arsen, zu nennen.

Die Nickelerze haben auf ihren Lagerstätten fast stets Kobalterze im Gefolge: den Speiskobalt oder Smaltin und den Glanzkobalt oder Kobaltin. Der erste bildet eine Verbindung von Kobalt und Arsen mit kleinen Mengen von Eisen, Nickel und Schwefel; der zweite besteht aus Kobalt, Arsen und Schwefel. Die Kobalt- und Nickelerze brechen bald auf Gängen ein, wie in Nanzenbach bei Dillenburg, in Dobschau in Oberungarn, in Bellenhausen in Hessen und im Erzgebirge; bald erscheinen sie in den Fahlbändern der kristallinischen Schiefer. Was der Bergmann unter „Fahlbändern“ versteht, wurde schon bei Besprechung der Silbergruben von Kongsberg (S. 605) auseinandergesetzt. Auch die Nickel- und Kobalterz-Fahlbänder sind in typischer Form auf Skandinavien beschränkt, wo sie namentlich in den Lokalitäten Skutterud, Snarum, Espedalen ausgebeutet werden. Nur in Schladming in Steiermark kennt man eine Nickelerzlagerstätte, die mit den skandinavischen Fahlbändern Ähnlichkeit besitzt. Häufig gründet sich die Nickelgewinnung auf den Nickelgehalt der Magnet- und Schwefelkiese. Dies ist der Fall bei manchen Nickelgruben in Schweden und Norwegen und bei der Mine Lancaster Gap in Pennsylvania.

Lange Zeit gewann man das Nickel nur aus den oben erwähnten geschwefelten und arsenhaltigen Erzen, bis in der französischen Strafkolonie Neukaledonien ein neues Nickelmineral, der Garnierit, aufgefunden wurde, das sich als ein wasserhaltiges Silikat von Nickel und Magnesia erwies. Wie in manchen anderen Lagerstätten ist das Nickelerz auch hier an Serpentin- und Olivin-gesteine gebunden und wird von Kobalt-, Chrom- und Eisenverbindungen begleitet. Da die reiche neukaledonische Lagerstätte lebhaft ausgebeutet wurde und die Erze vermöge ihrer chemischen Zusammensetzung eine leichte, billige Verhüttung gestatten, so konnte es nicht fehlen, daß diese Entdeckung ein bedeutendes Sinken der Nickelpreise zur Folge hatte.

Obwohl Cronstedt schon im Jahre 1751 das Nickelmetall darzustellen gelehrt hatte, ließ die Industrie in Europa dieses Metall doch lange Zeit unbeachtet. In China dagegen wurde Nickel schon seit Jahrtausenden zur Massenfabrikation verwendet. Gegenwärtig hat es eine hohe Bedeutung erlangt. Man benutzt es als Münzmetall, zu silberähnlichen Legierungen, zur Herstellung von Luxusgegenständen, zur galvanischen Vernickelung von Zink, Eisen, Stahl und Messing. Die wichtigsten Nickelproduzenten sind Nordamerika (1889: 253,009 Pfund), England, Neukaledonien, Deutschland, Österreich-Ungarn und Skandinavien.

Kobalt, der stete Begleiter des Nickels, teilte auch insofern dessen Schicksal, als sein Wert lange verkannt wurde. Da sie zugleich mit anderen Erzen gefördert wurden, betrachtete man die Kobalt- und Nickelerze als gänzlich unverwertbar, bis in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts im Erzgebirge zufällig entdeckt wurde, daß Glasflüsse durch einen Zuschlag von Kobalterzen blau gefärbt werden. Im Anfang des 17. Jahrhunderts verwendete man die Kobalterze zur Herstellung blauer Deck- und Malerfarben (Smalte), die man durch Schlämmen und Reinigen tiefblauer Glasflüsse erzeugte. Seit 1845 wurde jedoch die Smalte durch die lebhafteren Anilinfarben stark zurückgedrängt. Vom reinen Metallkobalt macht man trotz seiner schätzenswerten Eigenschaften wenig Gebrauch, da die Darstellung zu kostspielig ist.

Eisen.

Keins unter den schweren Metallen findet sich in der Natur so verbreitet und in so großer Menge vor, wie das für den Fortschritt der Menschheit unentbehrliche Eisen. Im Meer-, Fluß- und Quellwasser, in allen Gesteinen, welche Entstehung sie auch immer haben mögen, überall lassen sich gewisse Quantitäten von Eisen nachweisen. Deshalb gehören auch Eisenerzlager zu den häufigen Erscheinungen. Über alle Länder der Erde verbreitet, sind sie sehr mannigfaltig in Zusammensetzung, Ausdehnung, Mächtigkeit und Entstehung.

Das natürliche Vorkommen von gediegenem Eisen in der Erdrinde wurde oft behauptet und ebenso oft, doch mit Unrecht, bezweifelt. Gediegenes Eisen, in Verbindung mit Nickel einen Hauptbestandteil des Meteoreisens bildend, wurde in der Tat an verschiedenen Orten nachgewiesen, am reichlichsten wohl in Grönland, wo der Basalt auf der Insel Disco Einsprenglinge von Eisen enthält, deren Gewicht bis 500 Zentner betragen kann. Für die Eskimo hatte dieses Eisen praktische Bedeutung, da sie daraus Waffen und Gerätschaften schmiedeten. Für die Eisenmetallurgie der Gegenwart spielen die verschwindenden Mengen natürlichen Eisens keine Rolle.

Von den vielen Verbindungen des Eisens können nur vier als Eisenerze von ökonomischer Bedeutung angesehen werden: der Magnetit, der Hämatit, der Limonit und der Siderit. Der Magnetit oder das Magneteisenerz ist ein schwarzes, meist in Oktaedern kristallisierendes, körniges oder dichtes Erz, das aus 72,4 Eisen und 27,6 Sauerstoff (Fe_3O_4) besteht und zuweilen

durch polaren Magnetismus ausgezeichnet ist. Auch der Hämatit oder das Noteisenerz ist eine Verbindung von Eisen und Sauerstoff, im Verhältnis von 70 Eisen zu 30 Sauerstoff, entsprechend der Formel Fe_2O_3 . Der Hämatit hat unter allen Eisenerzen die prächtigste Kristallbildung: seine rhomboedrischen Kristalle sind häufig flächenreich, besitzen lebhaften Metallglanz und oft rötliche und bläuliche Anlauffarben. Rosettenförmig angeordnete Gruppen tafelförmiger Kristalle bezeichnet man als Eisenrosen (s. die Tafel bei S. 591, Fig. 3). Unter den derben Varietäten des Hämatits unterscheidet man den blätterigen Eisenglanz und Eisenglimmer, das faserige, das dichte, das oolithische und das ockerige Roteisenerz.

Im Limonit oder Brauneisenstein ist ebenfalls eine Verbindung von Eisen mit Sauerstoff erkannt worden; nur tritt hier zu 85,6 Eisenoxyd noch 14,4 Wasser hinzu ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{O}$). Der Limonit bildet keine deutlichen Kristalle, hat aber stets kristallinische und zwar faserige, dichte oder erdige Textur. Häufig verbindet sich die faserige mit der konzentrisch-schaligen Textur; die frei liegende Oberfläche solcher Varietäten ist glatt und kugelig ausgebildet und hat die Bezeichnung brauner Glas- (Glatz-) Kopf veranlaßt. Die dichten Brauneisensteine umfassen viele Abänderungen, unter denen namentlich die oolithischen, die erdigen und ockerigen hervorzuheben sind.

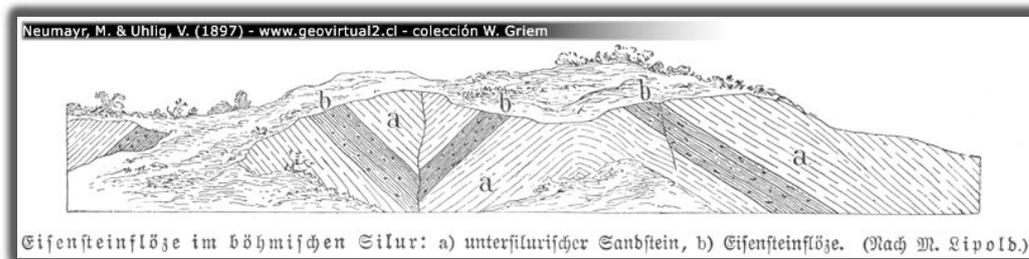


Abb. 54: Eisenflöze im böhmischen Silur. Nach Lippold

Der Siderit, Eisenspat oder Spateisenstein endlich ist die Kohlensäureverbindung des Eisens (FeCO_3) mit 62,1 Eisenoxyd und 39,7 Kohlensäureanhydrid. Er stellt sich als ein unscheinbares Mineral von gelblicher oder grauer Farbe, mit grobkörniger oder dichter Textur dar, das in formenarmen Rhomboedern kristallisiert. Mit tonig-mergeligen Substanzen verunreinigt, bildet er den Toneisenstein. Durch Verwitterung unter dem Einfluß der Atmosphäre wandelt er sich in Limonit um. Die so häufige und verbreitete Schwefelverbindung des Eisens, das Doppeltschwefelisen, der Schwefelkies oder Pyrit, kann trotz seines hohen Eisengehaltes nicht unter die Eisenerze zählen. Er würde ein schwefelhaltiges Eisen ergeben, das seiner Brüchigkeit wegen nicht verwendbar ist.

Die einfachste Form von Eisenerzlagern bieten die derben, aus Spat-, Rot- oder Brauneisenstein bestehenden Erzflöze dar, die in allen versteinierungsführenden Formationen vorkommen können. Sind sie einem gefalteten Gebirge eingeschaltet, so machen sie dieselben Faltungen, Mulden- und Sattelbildungen mit wie die übrigen Schichten. Sowohl Braun- und Noteisensteine als auch Eisenspaten können flözbildend austreten, diese namentlich in der Form der Toneisensteine. Die Toneisensteinflöze lösen sich zuweilen in einzelne linsen- oder kuchenförmige Nieren auf, die man als Sphärosiderite zu bezeichnen pflegt. Der Toneisenstein führt nicht selten Versteinerungen, und zwar je nach seinem Bildungsmedium sowohl marine als auch Süßwasserfossilien. Die Sphärosiderite umschließen zuweilen in ihrer Mitte eine Versteinerung, um die als Mittelpunkt die Erzausscheidung stattgefunden haben dürfte. Nimmt der Toneisenstein reichlich kohlige Bestandteile auf, wie dies bei den die Kohlenflöze begleitenden Toneisensteinen der Fall ist, so spricht man von Kohleneisenstein (blackband; vgl. oben, S. 566). Die Toneisensteinflöze erscheinen in ihren der Oberfläche genäherten Partien, „am Ausgehenden“, durch

die Einwirkung von Atmosphärischen häufig in Brauneisenstein umgewandelt. Daneben gibt es aber auch Brauneisensteinflöze, die selbständig als solche abgelagert wurden, ebenso Roteisensteinflöze. Ton-, Rot- und Brauneisensteinflöze kennt man in allen Formationen und in allen Ländern in reicher Menge. Der obenstehend abgebildete Durchschnitt möge ein Bild von den, einfachen Bau dieser Lagerstätten geben. Die untenstehende Abbildung (55) führt uns das Auftreten eines geschichteten untersilurischen Eisenerzlaggers von 18 m Mächtigkeit in dem Tagbau von Nutschitz bei Prag deutlich vor Augen.

Nutschitz, Nučice war zwischen 1856 bis 1964 ein Ort mit einer wichtige Eisenerzlagerstätte in Tschechien.

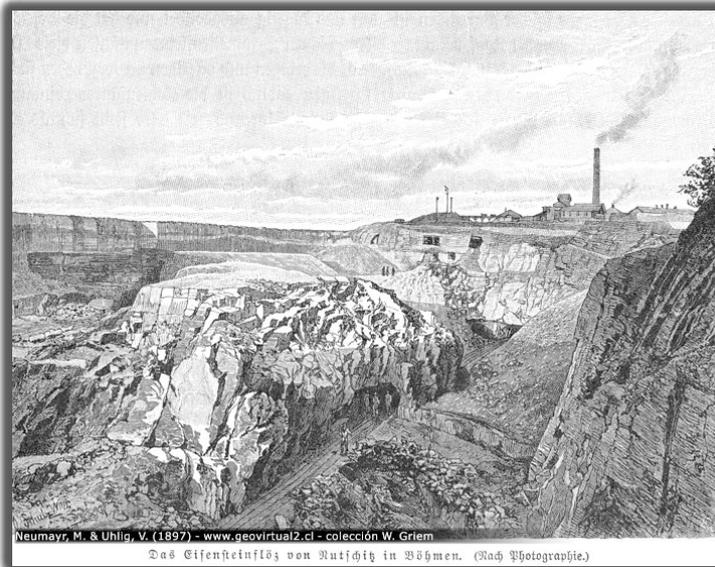


Abb. 55: Das Eisensteinflöz von Nutschitz in Böhmen

namentlich im kristallinen Gebirge und im Silur auf. So enthält der Gneis und Glimmerschiefer in der Umgebung von Friesach, Wolfsberg und Hüttenberg in Kärnten einen Zug bedeutender Spateisensteinlager. Am Knappenberge bei Hüttenberg, der wichtigsten Lokalität dieses Zuges, sind sechs parallel fallende und streichende Lager vorhanden, die im Streichen an 2500 m lang

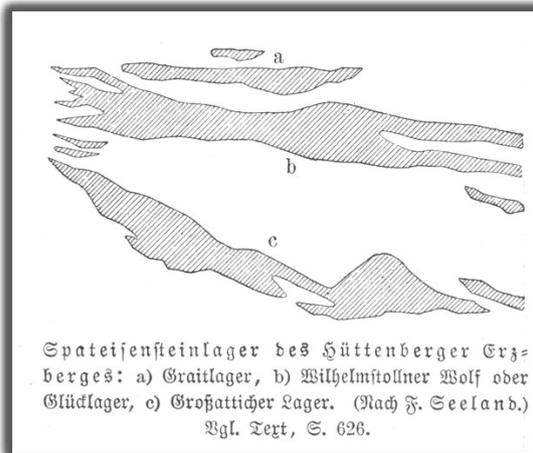


Abb. 56: Spateisensteinlager des Hüttenberger Erzberges. (Nach Seeland)

aufgeschlossen sind und die Form langgestreckter, unregelmäßig ausgelappter Linsen von riesiger Ausdehnung besitzen. Durch Gabelung, Verschmälerung und allmählichen Übergang der Erzmasse in körnigen Kalk gelangen die einzelnen Lager zur Auskeilung (s. Abbild. 56). In den Nordostalpen enthält die Silurformation ausgedehnte Spateisensteinlager, die einen etwa 48 Meilen langen, freilich vielfach unterbrochenen Lagerzug zwischen Reichenau, Eisenerz und Schwatz zusammensetzen. Sein berühmtester Punkt ist der Erzberg von Eisenerz, wo schon seit 2000 Jahren ein schwunghafter Bergbau umgeht. Das frei zu Tage austretende Hauptlager hat eine Mächtigkeit von durchschnittlich 60 m, schwillt aber örtlich bis zu 125 m an und wird in mehreren übereinander gelegenen Etagen abgebaut (s. Abbild. 57). Außerdem sind noch zwei kleinere

Komplizierter sind die Verhältnisse bei jenen Vorkommnissen, die wir unter dem Begriff der Lager zusammenfassen. Eisenerzlager können sowohl von Siderit als von Magnetit, Limonit und Hämatit gebildet werden. Spateisensteinlager sind in der Regel von Kalksteinen begleitet und führen als untergeordnete, aber recht bezeichnende Bestandteile geschwefelte Erze, wie Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz und Kobalt- und Nickelerze. In schöner Ausbildung treten Lagerstätten von diesem Typus

ausgeschlossen sind und die Form langgestreckter, unregelmäßig ausgelappter Linsen von riesiger Ausdehnung besitzen. Durch Gabelung, Verschmälerung und allmählichen Übergang der Erzmasse in körnigen Kalk gelangen die einzelnen Lager zur Auskeilung (s. Abbild. 56). In den Nordostalpen enthält die Silurformation ausgedehnte Spateisensteinlager, die einen etwa 48 Meilen langen, freilich vielfach unterbrochenen Lagerzug zwischen Reichenau, Eisenerz und Schwatz zusammensetzen. Sein berühmtester Punkt ist der Erzberg von Eisenerz, wo schon seit 2000 Jahren ein schwunghafter Bergbau umgeht. Das frei zu Tage austretende Hauptlager hat eine Mächtigkeit von durchschnittlich 60 m, schwillt aber örtlich bis zu 125 m an und wird in mehreren übereinander gelegenen Etagen abgebaut (s. Abbild. 57). Außerdem sind noch zwei kleinere

Lager vorhanden. Die Siderite, die oberflächlich in Limonit umgewandelt erscheinen, ruhen hier, begleitet von schieferigen, breccienartigen oder konglomeratischen Gesteinen, direkt auf silurischem Kalk. Die Brauneisensteinlager der paläozoischen Formationen scheinen zum größten Teil durch Umwandlung und Verwitterung von Siderit- oder Kieslagern hervorgegangen zu sein. Der zweite Fall liegt vor bei dem großartigen Limonitlager von Victoria-Furnace in Virginia, das nichts weiter ist als der „eiserne Hut“ von Kieslagern, die im huronischen Schiefer eingeschaltet sind.

Der Erzberg bei Leoben ist bis heute (2020) eine der größten Eisenerzlagernstätten Europas, noch heute wird im Schnitt ein Gehalt von 30% und mehr Fe gefördert.

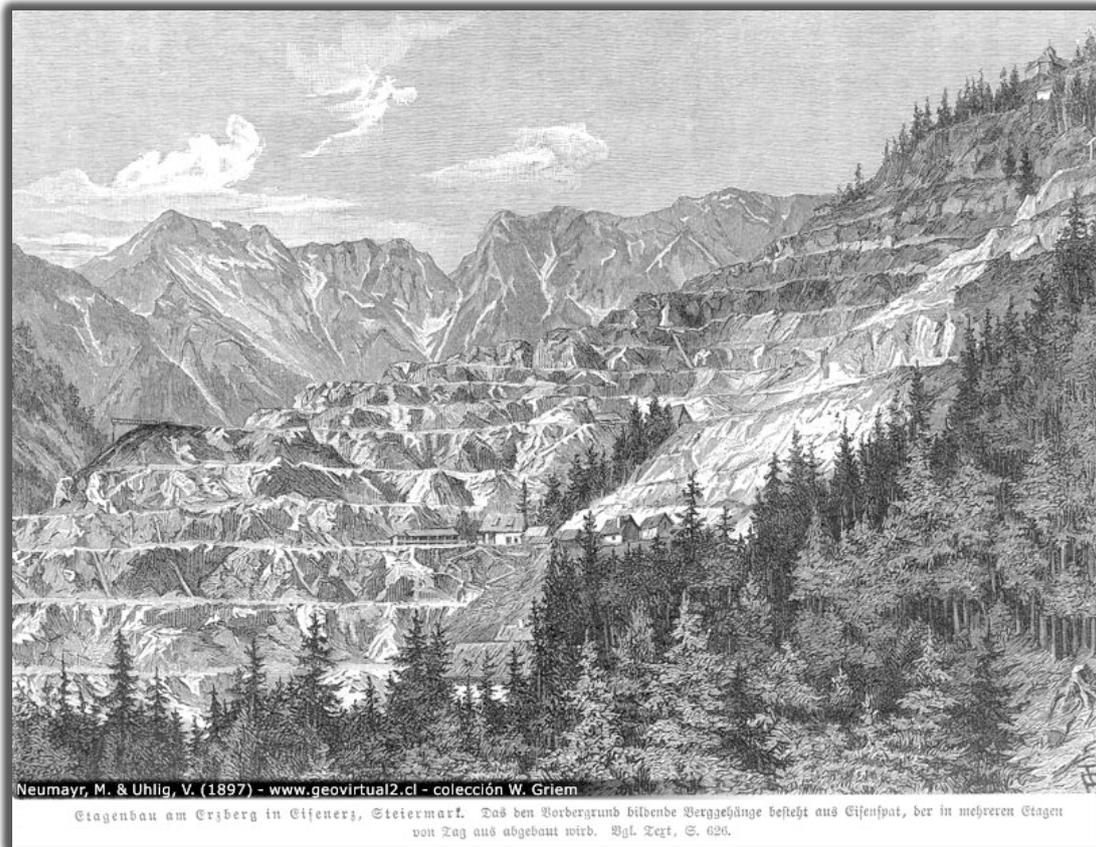


Abb. 57: Tagebau am Erzberg in Eisenerz, Steiermark.

Die Lagerform muß wohl auch den berühmten Eisensteinmassen zugeschrieben werden, die seit Jahrtausenden auf der Insel Elba ausgebeutet werden. Aufliegend aus quarzitischen Schiefen oder Talkschiefern und bedeckt von körnigem Kalkstein gehen hier am Ostgestade der Insel die vier stockförmigen Erzlager Mo Vigneria, Rio Albano, Terranera und Calamita zu Tage aus, die aus Eisenglanz und dichtem Roteisenstein, daneben auch aus Braun- und Magneteisenstein bestehen. Die Berührungsfläche gegen das Liegende ist sehr unregelmäßig, da die Erzmasse in zahllosen Trümmern in die Schiefer hineingreift. Aus diesem Grunde wurde die Lagerform des Elbaner Vorkommens so lange verkannt. Nach Aristoteles soll man in Elba anfangs Kupfer gewonnen und sich erst nach der Erschöpfung der Kupferlager dem Eisenstein zugewendet haben.

Elba genoß schon im Altertum einen hohen Ruf, Dichter wie Vergil priesen seine Unerschöpflichkeit. Elbas Erzreichtum ist in der Tat bedeutend, da die Erzlager dieser Insel, nach einer niedrig gegriffenen Schätzung von G. vom Rath, einen Vorrat von mindestens 63,3 Millionen Tonnen repräsentieren.

Im Vergleich zu den Eisenlagern Schwedens erscheinen freilich Elbas Reichtümer nur gering. Schwedens Eisenschätze können wirklich für unerschöpflich gelten; behauptet man doch, daß der einzige Berg Gellivara in Norbotten genüge, den gesamten Eisenbedarf der Erde auf viele Jahrhunderte, ja Jahrtausende hinaus zu decken. Mit Ausnahme der Lokalität Taberg folgen die schwedischen Eisenlagerstätten dem Typus der Lager. Wie verschiedenartig sie sich auch im einzelnen verhalten mögen, so ist doch das eine allen gemeinsam, daß sich die Erzlager der Schieferung des Gneises oder der kristallinen Schiefer, denen sie eingelagert sind, gleichmäßig anschmiegen und niemals gangartig in die benachbarten Schiefer eingreifen. Häufig wird ein allmählicher Übergang der Erzmasse in das Nebengestein beobachtet, indem sich dies mit Erz anreichert oder umgekehrt die Erze die Silikatbestandteile des Nebengesteins ausnehmen. Die Erze bestehen hauptsächlich aus Magnetit, seltener Hämatit, und sind häufig mit Silikaten (Granat, Hornblende, Augit, Epidot) verwachsen und von einzelnen metallischen Verbindungen, wie Eisen- und Kupferkies, Zinkblende re., begleitet. Zuweilen verbindet sich mit den Eisenerzlagerstätten körniger Kalk. Die reichsten Eisenerzlager Schwedens umfaßt jener Landstrich, der, mit der Insel Singö beginnend, über Gefleborgs-Län, Upsala-Län, Westmanlands-Län, Kopparbergs-Län, Örebro-Län, Vermland von Ostnordosten gegen Westsüdwesten streicht und das mittlere Schweden in einem Streifen durchzieht, der als „Jernbäraland“ (Eisen gebärendes Land) berühmt ist. Eine der bekanntesten Gruben dieses Landstriches ist Dannemora im Upsala-Lim. Etwas außerhalb dieser Zone liegen die Eisenlager der Insel Utö bei Stockholm, und noch weiter entrückt sind die unter ungefähr 67° nördlicher Breite gelegenen Eisenberge Norbottens, die trotz ihres enormen Eisenreichtums der großen Entfernung wegen nur in geringem Maße an der schwedischen Produktion beteiligt sind: so der schon genannte Eisenkoloß Gellivara, der ein Erzlager von 6000 m Länge und 31—62 m Mächtigkeit bildet, Luosavara, Svappavara, Kirunavara. Norwegen dagegen ist arm an Eisenerzen; selbst das früher berühmte Lager non Arendal hat jetzt nur noch geringe Bedeutung.

Wie die reichen und vorzüglichen Erze Schwedens, so sind auch die hauptsächlichsten Eisenerzvorkommnisse Nordamerikas als Lager aufzufassen. Sie finden sich namentlich in den kristallinen Schiefen der laurentinischen und huronischen Formation und bestehen vorwiegend aus Magnetit und Hämatit. Siderit scheint in Nordamerika so gut wie ganz zu fehlen. Dem Gange der Kultur in Nordamerika entsprechend entwickelte sich die Eisengewinnung zunächst im östlichsten Landstrich, diesseits der Appalachen. Später drang man weiter nach Westen vor, wo sich reiche, gänzlich unberührte Lagerstätten erschlossen, die den amerikanischen Unternehmungsgeist zu großartiger industrieller Entfaltung anspornten. Die alten Gewinnungsstätten im Osten wurden teilweise verlassen, und nur die reichsten und lohnendsten Lagerstätten jenseits der Appalachen wurden berücksichtigt. Gegenwärtig wird am lebhaftesten ein Vorkommen abgebaut, das weit im Westen, in den Staaten Michigan und Wisconsin am Südufer des Oberen Sees, gelegen ist. Die huronische Formation besteht hier aus kristallinen

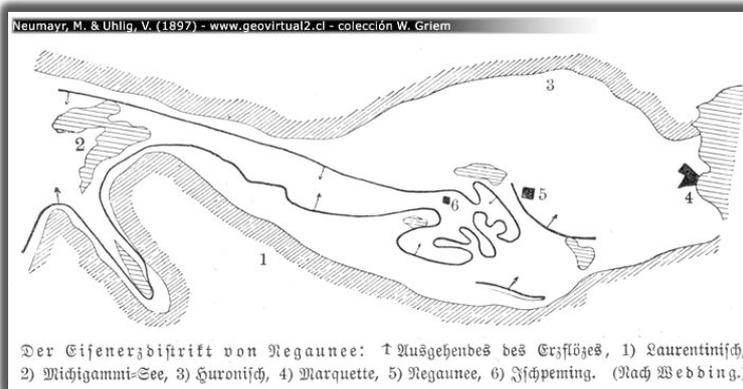


Abb: 58: Eisenerzdistrikt von Regaunee (nach Wedding).

dufer des Oberen Sees, gelegen ist. Die huronische Formation besteht hier aus kristallinen

Chlorit- und Talkschiefern, aus Quarziten und Kalksteinen und liegt zu Mulden und Sätteln gefaltet diskordant über der steil aufgerichteten laurentinischen Gneisformation. Die Eisenerzzone bildet im wesentlichen eine viele Meilen lange, große Mulde, deren Nordflügel ziemlich einfach verläuft, während der Südflügel mehrere untergeordnete Faltungen erkennen läßt (s. die untenstehende Skizze). Die Mächtigkeit der zumeist aus Roteisenstein oder infolge lokaler Umwandlung aus Brauneisenstein bestehenden Lager beträgt durchschnittlich 5—7m, kann aber auch bis zu 30 m steigen. In der Fortsetzung dieser großen Mulde liegen die Roteisenlager vom Iran Ridge, vom Smith- und Michigammi-Eisenberg; und südlich davon treten Eisenerze in den huro-nischen Schichten der Menomonee-Region südlich vom Oberen See auf. Nächst dem Eisenerzdistrikt des Oberen Sees sind die großen, ebenfalls sehr reichen Lager im laurentinischen Gneis der Staaten New York, New Jersey und Pennsylvanien von Bedeutung. Sie sind aus drei verschiedene Gebiete verteilt: auf das des Champlain-Sees, das der Hochlande von New York und New Jersey und endlich das von Cornwall in Pennsylvanien. Die zahlreichen Lager, die diese Distrikte auszeichnen, können bis zu 60 m mächtig werden und haben häufig ein so anhaltendes, meilenweit verfolgbares Streichen, daß man sie wohl auch als Flöze ansprechen könnte.

Schon im vorhergehenden wurde des Eisenberges Taberg bei Jönköping in Schweden gedacht, der als Typus einer geologisch interessanten Gruppe von Eisenerzlagerstätten betrachtet werden kann. Alle Eruptivgesteine enthalten Magnetit und Titaneisen als wesentliche oder untergeordnete Bestandteile in mikroskopischen Partien eingeschlossen. Bei manchen Eruptivgesteinen, namentlich dem Basalt, Augitporphyr, Diabas, Diorit und Olivinfels, kann die Menge des eingeschlossenen Magnetits so sehr zunehmen, daß das ganze Gestein magnetische Eigenschaften erhält und als Eisenerz verwendet werden kann. Der Taberg z. B. besteht aus einem Gestein, das Olivin, Magnetit, Titanit und etwas Plagioklas enthält und durchschnittlich 80 Prozent Eisengehalt aufweist. Er bildet einen schroffen Felsrücken, der sich 2700 m weit ausdehnt und sich etwa 125 m hoch über den ihn umgebenden Gneis erhebt. Die großartigsten Erzberge dieser Art zeichnen den Ural aus, die Gora Blagodat, Katschkanar und die Wiffokaja Gora. Die letzte liegt unfern vom

Die Eisenlagerstätte von Katschkanar in Rußland, östlich des Urals ist eine Eisen – Titan – Magnetit – Vanadium Lagerstätte. Erst später, um 1950 wurde sie großtechnisch erschlossen.

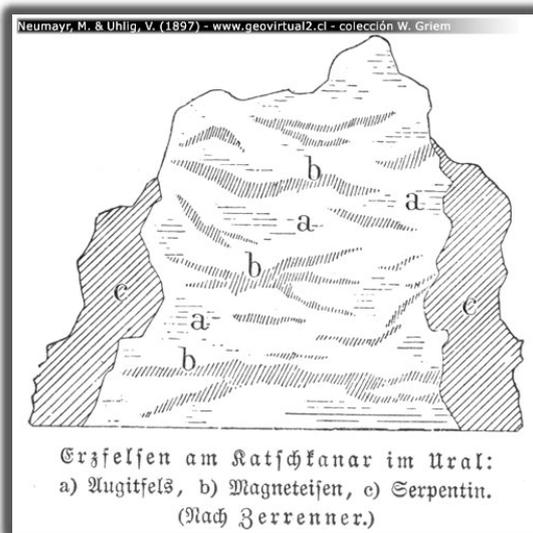


Abb. 59: Erzfels von Katschkanar im Ural. (Zerranner)

See des berühmten Bergortes Nishnij Tagilsk im Demidowschen Grubenbezirk, den die Natur geradezu verschwenderisch mit Metallen, namentlich Gold und Platin, Eisen und Kupfer, ausgestattet hat. Der Erzberg besteht zum größten Teil aus reinem Magnetit, der eingehüllt in bunten Ton zwischen Diabas und Kalkstein gelagert ist, und hat eine Höhe von 82 m über dem Spiegel des Sees bei einer Breite von 500, einer Länge von 600 m. Die Gora Blagodat (der „gesegnete Berg“), nördlich von Katharinenburg, enthält das Eisenerz in kolossalen Trümmern und stockförmigen Massen in Augit- und Diabasporphyr eingeschlossen; und am Berge Katschkanar bildet ebenfalls Augitfels den Träger des Magnetits (f. untenstehende Abbildung 59). Auch Nordamerika besitzt ähnliche Eisenberge, deren bekanntester

der Iron Mountain südlich von St. Louis (Missouri) ist. Hier tritt ein porphyrischer Melaphyr auf,

der nach allen Richtungen von Eisenglanztrümmern durchschwärmt wird; außerdem setzt mitten durch den Berg eine kompakte, 10—20 m mächtige, reine Erzmasse hindurch.

Die Gangform, so bevorzugt von den schweren Metallen, kommt bei Eisenerzlagerstätten seltener vor. Als Beispiel für Eisenerzgänge in vulkanischem Gestein seien die mit kieseligem und Brauneisenstein erfüllten, 1/2—1 m mächtigen Gänge genannt, die bei Zorge am Harz den Diabas durchsetzen. Ebenfalls im Diabas liegen die Eisenerzgänge des Vogtlandes, während im sächsischen Erzgebirge solche Gänge an der Grenze von Felsitporphyr oder Granit und den kristallinen Schiefern auftreten. Als Eisenerzgänge im geschichteten Gestein können die Roteisengänge bei Andreasberg im Harz erwähnt werden, die in silurischen Grauwacken und Ton-schiefern aufsetzen; ferner der Gang von Bergzabern, der in einer Mächtigkeit von 1 — 22 m im Buntsandstein (untere Triasformation) erscheint, und endlich die Gänge von Horhausen und die des Stahlberges bei Müsen.

Einen anderen merkwürdigen Typus bilden solche Eisenerzlagerstätten, die durch Pseudomorphose nach Kalkstein oder Dolomit oder durch Ausfüllung vorher gebildeter Höhlungen entstanden sind. Lagerstätten der letzten Art nehmen meist die Gestalt unregelmäßiger Stöcke an, deren äußere Begrenzung von der Form der vorher angelegten Höhlung abhängig ist. Sie tragen stets das Gepräge der Unregelmäßigkeit: an einem Orte außerordentlich mächtig, können sie in geringer Entfernung zu unbedeutenden Vorkommnissen einschrumpfen. Eine ähnliche unregelmäßige äußere Form weisen die durch Pseudomorphose entstandenen Lagerstätten auf. Häufig ging die Umwandlung des Gesteins von Spalten und Klüften aus, durch die das verdrängende Eisenerz dem Kalkgebirge von außen zugeführt wurde. Indessen läßt sich zwischen Füllungen vorher bestandener Hohlräume und metamorphischen Bildungen meist keine scharfe Grenze ziehen: die Prozesse der Höhlenfüllung und Pseudomorphose mögen gleichzeitig stattgefunden haben, ähnlich wie bei den Blei- und Zinkerzlagerstätten desselben Typus. Zu den Lagerstätten dieser Art gehören die Brauneisenerze im Silur des Great Valley am östlichen Abfall des Alleghenygebirges in Nordamerika, die manganhaltigen Brauneisenerze von Keldenich und Sötenich im devonischen Eifelkalkstein, die zahlreichen und großen Brauneisenerzlagerstätten im Zechsteindolomit des Thüringer Waldes und bei Osnabrück sowie im Dolomit des unteren Muschelkalkes von Oberschlesien. Auch die großartigen Braun- und Roteisenerzlager in der Umgebung von Bilbao in der Provinz Viscaya (Spanien), die neuerdings in großem Maßstab ausgebeutet werden, dürften in diese Gruppe einzureihen sein. Sie sind gebunden an den festen Kalkstein der Cenomanstufe der oberen Kreide. Die Eye sind bald so mächtig entwickelt, daß sie den Kalkstein vollständig verdrängen, bald weniger mächtig, bald verschwinden sie völlig.

Eine eigentümliche Untergruppe der Höhlenfüllungen bilden die Bohnerzablagerungen. Die Jurakalke im Französischen und Schweizer Jura, in den Vogesen, im südlichen Schwatzwald, im Schwäbischen und Fränkischen Jura, die mesozoischen Kalke der Wochein in Oberkrain sind von schlot-, schlauch-

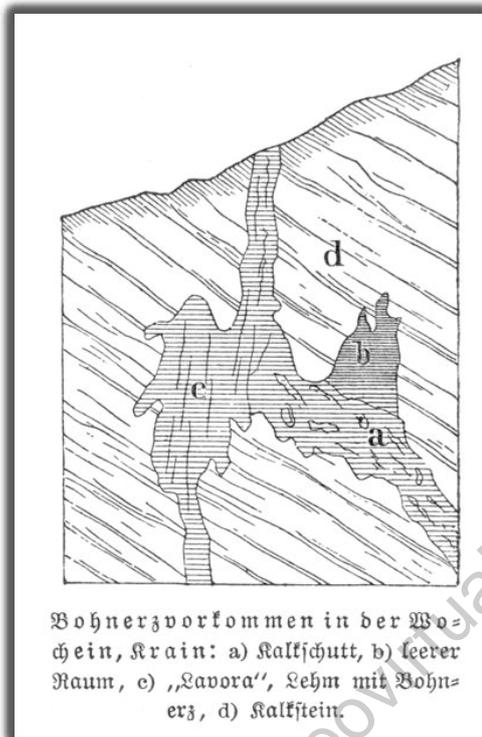


Abb. 60: Bohnerzvorkommen in der Wochein, Krain.

oder trichterförmigen Höhlungen durchzogen, die zum Teil leer, zum Teil mit Kalkschutt ausgefüllt sind, oft aber auch eisenschüssigen Lehm und Sand mit Kieselgeschieben und Bohnerzen, d. h. kugeligen, bohnenförmigen Brauneisensteinen, enthalten. Sand, Lehm und die organischen Reste, besonders tertiäre Säugetierreste, wurden wohl von obenher in diese Höhlungen eingeschwennt, während die Eisenerze von eisenhaltigen Quellen abgesetzt wurden, deren Wasser in den Höhlungen ausstiegen und zirkulierten (s. Abbildung 60).

Im Untergrunde feuchter Wiesen und Moore oder am Grunde mancher Landseen setzen sich zuweilen erdige, löcherige, poröse Brauneisensteine ab, die nach ihrem Lagerort Sumpf-, Wiesen-, Nasen- oder See-Erze genannt werden und gegenwärtig noch in Fortbildung begriffen sind. Namentlich begünstigen die flachen Niederungen der großen Ströme derartige Ablagerungen. Durch den Lebens- und Verwesungsprozeß der Pflanzen werden Säuren gebildet, die das im Untergrunde fein verteilte Eisen lösen. So entstehen schleimige Eisenlösungen, die den ganzen Boden samt seinen Wurzeln etc. überziehen. Durch die oxydierende Wirkung des Sauerstoffes werden jene Pflanzensäuren in Kohlensäure verwandelt, die in Gasform entweicht, während die braune Eisenerde zurückbleibt.

Auf dem Boden der schwedischen Landseen im Kalmar-Län und Kronobergs-Län bilden sich auf diese Weise See-Erze in der Mächtigkeit von 0,75 m. Hat man diese Erze einmal gewonnen, so beginnt die Bildung der Eisenerde von neuem und schreitet so rasch vorwärts, daß man nach einigen Jahrzehnten die Ernte wiederholen kann. Die Sumpf- und Rasenerze haben stets einen ziemlich beträchtlichen Phosphorgehalt.

Als letzte Form der Eisenlager sind die Eisenseifen, d. h. Lager, die durch Zusammenschwemmen älterer, in früheren Formationen gebildeter Eisenerze entstanden sind, zu erwähnen. Die technische Bedeutung dieser Lagerstätten ist meist untergeordnet; nur die ausgedehnteren und reicheren werden wirklich ausgebeutet, wie die Eisenseifen an den Ufern der großen Seen und des Lorenzstromes in Nordamerika.

Die Kenntnis des Eisens reicht bei den meisten Völkern tief in das Dunkel der Vorzeit zurück. Bei den Kulturvölkern des Orients datiert die Kenntnis des Eisens mindestens in das 3. Jahrhundert vor unserer Zeitrechnung. Von ihnen scheint die Eisenmetallurgie auf die gräko-italischen Völker übergegangen zu sein. Durch die römische Weltherrschaft wurde die Verbreitung der Eisentechnik begünstigt. Namentlich scheinen die Germanen hierin von den Römern viel gelernt zu haben, während die keltischen Völker, die vor der Einwanderung der Germanen Mittel- und Westeuropa besetzt hatten, eine selbständige und hochentwickelte Eisentechnik besaßen, wie zahlreiche vorgeschichtliche Funde erweisen.

In alten Eisengewinnungsgebieten sind vielfach Spuren ehemaliger metallurgischer Tätigkeit in Form von Schlacken, Öfen etc. unter Verhältnissen aufgefunden worden, aus denen hervorgeht, daß in früherer Zeit die Eisenerze in die Waldungen transportiert wurden, um in der Nähe des Brennmaterials, der Holzkohle, in kleinen Quantitäten verschmolzen zu werden. Als der Betrieb größeren Umfang annahm und man die Bedeutung der Wasserkräfte schätzen gelernt hatte, verlegte man die Hüttenwerke in die Nähe der Eisenerzlager und berücksichtigte außerdem Wasserkraft und Gefälle, während die Holzkohle zugeführt wurde. Dieser Zustand blieb lange unverändert, bis sich in den letzten 35 Jahren ein großartiger Umschwung vollzog. Mit der Anlage der Eisenbahnen trat eine überaus lebhafteste Steigerung im Verbrauch von Eisen und Stahl ein, man mußte dem Massenbedarf durch eine entsprechende Produktion gerecht zu werden suchen. Dies konnte nur dadurch geschehen, daß statt der Holzkohle Steinkohle und Koks zur Verhüttung der Erze verwendet und die Wasserkraft durch die jeder beliebigen Steigerung

fähige Dampfkraft ersetzt wurde. Auf diese Weise wurde die Steinkohle zum ausschlaggebenden Faktor der Eisenindustrie. Sie konnte es um so mehr werden, als die neuen Kommunikationsmittel eine billige und rasche Zufuhr von Eisenerzen selbst aus den entlegensten Gegenden gestatteten. Während die Eisenindustrie der einzelnen Länder früher durch ihren Erzeichtum mitbedingt war, spielt dieser nunmehr eine geringere Rolle, und der Kohlenreichtum tritt in den Vordergrund. Da, wo nicht durch glückliche Umstände Kohlen und Eisenerze zusammen Vorkommen, mußten jahrhundertalte Produktionsstätten verlassen werden, und neue Mittelpunkte der Eisenindustrie erstanden in den großen Kohlenrevieren.

Wie sehr die Eisenindustrie der Gegenwart von der Steinkohle abhängig ist, ergibt sich deutlich aus der folgenden Tabelle, worin die Produktionsziffern für Eisenerz, Steinkohle, Roheisen und Stahl im Jahre 1882 ausgenommen sind (nach I. Swank):

Produktion für 1882 in Tonnen	Eisenerz	Roheisen	Stahl	Kohle
Großbritannien	16.627.000	8.493.287	2.259.649	156.499.977
Vereinigte Staaten von Nordamerika	9.000.000	4.623.323	1.736.692	86.862.614
Deutschland	8.150.162	3.170.957	1.050.000	65.332.925
Frankreich	3.500.000	2.033.104	453.783	20.803.332
Belgien	250.000	717.000	200.000	17.485.000
Österreich-Ungarn	1.050.000	523.571	225.000	15.304.813
Rußland	1.023.883	448.514	307.382	3.292.212
Schweden	826.254	435.489	52.234	250.000
Spanien	5.000.000	85.939	216	847.128
Italien	350.000	25.000	2.800	182.500
Andere Länder	1.000.000	100.000	20.000	8.000.000
Zusammen:	46.777.299	20.656.164	6.307.756	374.860.601

Neumayr & Uhlig, 1897 – www.geovirtual2.cl

Spanien, der viertgrößte Eisenerzproduzent der Welt, hat doch eine kaum nennenswerte Produktion von Stahl und Eisen, da seine Kohlenproduktion gering ist und die Erze größtenteils nach kohlenreichen Industriegebieten von England, Frankreich, Deutschland, Belgien und selbst Nordamerika ausgeführt werden. Dasselbe gilt von Italien und teilweise auch von Schweden. Schweden gibt einen großen Teil seiner Erze an das Ausland ab; und nur seinem Waldreichtum und dem billigen Preise der Holzkohle verdankt es den Vorteil, daß es in Ermangelung von Steinkohle den anderen Teil seines Erzüberflusses mit Holzkohle zu Roheisen verhütten und auszuführen vermag. Belgien dagegen bietet ein Beispiel entgegengesetzter Art dar. Es gewinnt nur wenig Eisenerze, sein Kohlenreichtum dagegen befähigt es, das aus Spanien, Schweden, Luxemburg, Deutschland, Algerien und anderen Gegenden eingeführte Erz und Rohmaterial weiter zu verarbeiten und eine blühende Eisenindustrie zu betreiben. In den alten Industriestaaten England, Deutschland und Frankreich ist die Produktion von Eisenerzen einer sehr erheblichen Steigerung kaum noch fähig, da die vorhandenen Lagerstätten möglichst intensiv ausgebeutet werden und die Entdeckung größerer neuer Lager nicht zu erwarten ist. Dagegen können Nordamerika, Rußland, Schweden und Spanien ihre Eisenerzproduktion noch bedeutend vervielfachen. Manche der großartigsten Lager dieser Länder müssen ihrer Entlegenheit wegen ungenutzt

Die Heutige Eisenerzproduktion sprengt alle Vorstellungen von 1890: Heute werden jährlich weltweit etwa 3 Milliarden Tonnen Eisenerz gefördert. Dies bedeutet einen Zuwachs um das 60-Fache der Produktion – auch hier, wie am Beispiel des Kupfers spiegelt sich deutlich die technische Entwicklung und Industrialisierung wider.

bleiben, wie im nördlichen Schweden oder im Ural, während selbst unbedeutende Vorkommnisse intensiv ausgebeutet werden, wenn sie sich in der Nähe der Kohlengebiete befinden.

Bis vor kurzer Zeit wurden gewisse Erze ihrer Reinheit und Güte wegen besonders lebhaft ausgebeutet, während andere, namentlich die phosphorhaltigen, wegen ihrer schlechten Verwendbarkeit zur Stahlbereitung tunlichst gemieden wurden. Die neueste Zeit indessen hat auch in dieser Hinsicht eine große Umwälzung gebracht. Durch das Thomas-Gilchrist'sche Verfahren der Bessemerstahlbereitung ist es nicht nur gelungen, den Phosphorgehalt der Erze unschädlich zu machen, sondern es werden durch den Phosphorgehalt gewisse Vorzüge des Fabrikats bedingt. Nunmehr werden die phosphorhaltigen Erze, die bisher vom Hüttenmann so wenig geschätzt wurden, mindestens ebenso erwünscht sein wie die vorher so lebhaft begehrten reinen Magnetit und Hämatite.

Bei keinem Industriezweig zeigt sich die gewerbliche Regsamkeit der Gegenwart so glänzend, wie bei der Eisenindustrie. Die riesigen Produktionsziffern (26 Millionen Tonnen), nämlich

	1890:
Vereinigte Staaten von Nordamerika	9.350.000
Großbritannien und Irland	8.031.000
Deutsches Zollgebiet	4.658.000
Frankreich	962.000
Österreich-Ungarn	856.000
Belgien (1889)	832.000
Rußland	746.000
Schweden	456.000

In: Tonnen Roheisen

führen an sich schon eine beredte Sprache; ihre Bedeutung erfährt aber eine noch bessere Beleuchtung, wenn man sie mit den Ziffern früherer Jahre vergleicht. Die Weltproduktion von Roheisen ist in dem Zeitraum von 1866—76 um 47,8 Prozent gestiegen. Für 1876 betrug die Weltproduktion rund 14,3 Millionen Tonnen, sie stieg im Jahre 1882 bis auf 20 Millionen Tonnen und hatte demnach in sechs Jahren um 43 Prozent zugenommen. Die Weltproduktion von Stahl bezifferte sich im Jahre 1877 auf 2,4 Millionen, im Jahre 1882 auf 6 Millionen Tonnen: der Zuwachs betrug daher in fünf Jahren 150 Prozent. Die größte Steigerung der Eisenproduktion weisen selbstverständlich die großen industriellen Staaten und Haupteisenproduzenten Nordamerika, England und Deutschland auf. England verdoppelte seine Roheisenproduktion in den 20 Jahren von 1863—83; in Nordamerika vollzog sich die Verdoppelung der Produktion sogar in dem kurzen Zeitraum von 1878—82. Nächst Nordamerika hat namentlich Deutschland eine rasche Steigerung der Eisenproduktion aufzuweisen.

Auch hier, die heute 1,2 Milliarden Tonnen jährlich, weltweit an Eisenproduktion sind mit den 26 Millionen Tonnen „riesigen Produktionsziffern“ kaum vorstellbar. Also eine Steigerung um das 50-Fache in 130 Jahren.

An die bisher besprochenen ist eine Reihe anderer Metalle und Erze anzufügen, deren wirtschaftliche Bedeutung viel geringer ist. Das Mangan, ein fast nie fehlender Begleiter des Eisens, gehört zu den Metallen von weiter Verbreitung; in großen Mengen aber ist es doch ziemlich selten. Bei seiner großen Verwandtschaft zum Sauerstoff kennt man es in der Natur nicht in metallischer Form; dagegen bildet es eine Reihe von Oxyden und Oxyhydraten, die man nach ihrer schwärzlich-braunen Färbung als Braunsteine zusammenfaßt, obwohl sich darunter

mehrere mineralogische Spezies befinden. Das wichtigste ist das Weichmanganerz oder das Pyrolusit (MnO_2) mit 62,8 Mangan und 37,2 Sauerstoff, ein stahlgraues, halbmetallisch glänzendes, faseriges oder erdiges, abfärbendes Mineral. Von untergeordneter Bedeutung sind der Braunit, Hausmannit, Manganit, Psilomelan und Wad. Die Manganerze begleiten namentlich jene Eisenerzlager, die sich als Höhlenfüllungen oder pseudomorphe Lagerstätten im Kalkgebirge charakterisieren. Durch lokales Überwiegen der Manganerze können solche Eisenerzlager direkt in Manganlager übergehen, wie an einzelnen Orten im devonischen Stringocephalenkalke des Kreises Wetzlar im Nassauschen. Im Departement Oberpyrenäen und in der spanischen Provinz Huelva bilden Manganerze nach Art der Bohnerze Füllungen von Höhlen und Taschen im Kalkgebirge, nahe der Tagesoberfläche. Endlich erscheinen Manganverbindungen in Gängen, gefolgt von Kalk- und Schwerspat. Derartige Gänge setzen bei Ilfeld im Harz im Porphyrit, am Rumpelsberg und Mittelberg in Thüringen im Porphyr auf.

Unter den europäischen Staaten nimmt Spanien als Manganproduzent eine hervorragende Stellung ein; dann folgt Deutschland, England, Österreich. Das Mangan wird in metallischer Form, worin es dem Eisen ähnlich ist, äußerst selten verwendet. In neuerer Zeit hat man wohl erkannt, daß es mit Kupfer und Zink treffliche Legierungen gibt; allein der hohe, durch die Schwierigkeit der Darstellung bedingte Preis des metallischen Mangans war seiner Verwendung bisher hinderlich. Legierungen von Mangan mit Eisen und Kohlenstoff (Ferromangan), wie sie beim Verschmelzen manganhaltiger Eisenerze im Hochofen entstehen, sind für gewisse Arten der Stahlbereitung von Bedeutung. Der größte Teil der Manganerze dient gegenwärtig zur Darstellung von Chlor und Chlorkalk, dann zur Entfärbung grünen Glases und zur Erzeugung vieler Glasflüsse. Endlich bilden die Manganerze die Quelle für zahlreiche Manganpräparate, deren man sich in der chemischen Industrie, im Gewerbe und in der Medizin bedient.

Einzelne seltenere Metalle haben für die Herstellung von Mineralfarben Bedeutung, wie Chrom und Uran. Das einzige Chromerz ist der Chromit oder Chromeisenstein ($\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$), ein schwärzliches, fettglänzendes, aus Chromsäure und Eisenoxyd zusammengesetztes Mineral, das in Form von Ausscheidungen im Serpentin häufig vom Magnetit begleitet vorkommt. Einen großen Reichtum an derartigen Chromeisenerzen bergen die Serpentine der Balkanländer Bosnien und Griechenland, von Kleinasien, am Ostabhang des Urals und in Neukaledonien. Altbekannt ist das Vorkommen von Kraubat in Steiermark, von Plavischewitz im Banat, von Tromsö und Rohhammer in Norwegen. Zu den großartigsten Lagerstätten dieser Art gehört der Wooded Peak in Neuseeland, ein Berg, der ganz aus Serpentin zusammengesetzt ist und mächtige, felsenbildende Chromeisensteinmassen enthält. Der Chromit wird zur Darstellung der gelben und grünen Chromfarben und verschiedener Chrompräparate benutzt. Chromhaltige Eisenlegierungen steigern, dem Stahl zugesetzt, dessen Härte bedeutend.

Viel seltener als das Chrom bietet sich in der Natur das Uran dar. Von den uranhaltigen Mineralen kommt nur das Uranpecherz und auch dieses nur an wenigen Punkten in größerer Menge vor. Dies meist derbe, dunkel gefärbte, fettglänzende Mineral scheint im wesentlichen Uranoxyduloxyd zu sein, enthält jedoch zahlreiche metallische Beimengungen. Es bricht auf Gängen in Begleitung von Nickel-, Kobalt-, Silber- und Wismut-Erzen, am reichlichsten in Joachimsthal in Böhmen; in geringerer Menge auch in Johanngeorgenstadt, Annaberg und Marienberg in Sachsen. In metallischer Form wird es nicht verwendet; wohl aber werden Uransalze und -Verbindungen für die Zwecke der analytischen Chemie und Photographie, namentlich aber für gelbe Farben in der Glas-, Email- und Porzellanindustrie hoch geschätzt. Der einzige Erzeugungsort ist Joachimsthal.

Unter den spröden Metallen sind namentlich hervorzuheben: Antimon, Arsen [1] und Wismut.

[*1]: Einige Chemiker zählen das Arsen und Antimon zu den Metalloiden oder metallähnlichen Stoffen; vom geologischen Standpunkt aus ist es aber gerechtfertigt, Arsen und Antimon bei den Metallen und Erzen zu besprechen.

Antimon ist ein hartes, sprödes, rhomboedrisch kristallisierendes Metall von silberartigem Aussehen und blätteriger Textur, mit dem spezifischen Gewicht 6,7. Man gebraucht es in ausgedehntem Maße zu Legierungen mit Blei, Zinn, Kupfer und Wismut (Letternmetall, Britannia-Metall) und zu technischen und medizinischen Präparaten. Neben dem gediegenen Vorkommen gibt es mehrere Antimonerze, deren wichtigstes das Grauspießglanzerz oder der Antimonglanz ist, eine Verbindung von Schwefel und Antimon (Sb_2S_3). Die schönen, nadel- und spießförmigen, matt silberglänzenden Kristalle oder strahligen Aggregate dieses Minerals kommen in vielen Ganggebieten Oberungarns, Deutschlands, Böhmens und Frankreichs als untergeordnete Begleiter von Blei-, Zink- und Silbererzen vor; nur selten bildet der Antimonit die vorwiegende Gangfüllung, wie zu Mazurka am Ostabhang der Djuinbirkette in Oberungarn oder in Ichinokawa bei Saijo (Provinz Iyo der japanischen Insel Shikoku). Dort sind bis zu 4 m mächtige Gänge in Granit mit Antimonit und goldhaltigem Quarz erfüllt; hier setzt ein bis 0,3 m mächtiger Antimonitgang, der prächtige, große und flächenreiche Kristalle liefert, in kristallinen Schiefen auf. Die reichen Antimonerzlager der Provinz Konstantine in Nordafrika und der Insel Borneo sind durch das massenhafte Vorkommen der Sauerstoffverbindungen des Antimons, des Balentinitis und des Senarmontits, ausgezeichnet.

Das Arsen ist bekannt durch seine giftigen Eigenschaften, die in allen seinen Verbindungen hervortreten. Es ist ein weitverbreiteter Körper und findet sich sowohl in elementarem Zustand als gediegenes Arsen wie auch in Schwefelverbindungen (Auripigment, Realgar) und in kiesigen Erzen vor. Diese bilden die hauptsächlichsten Arsenerze; namentlich liefert der Arsenikkies, eine Verbindung von Eisen mit Arsen und Schwefel, einen großen Teil des im Handel umlaufenden Arsens. Die Arsenerze sind größtenteils Gangminerale, erscheinen aber zumeist nicht als Haupterz, sondern als Begleiter anderer Erze. Die technische Verwendung des metallischen Arsens ist ziemlich unbedeutend. Arsenige Säure und Arsensäure dagegen gehören zu den wichtigen chemischen Produkten; man benutzt sie bei der Glas- und Anilinfabrikation, bei der Zeugdruckerei, zur Herstellung grüner Farben etc.

Das Wismut endlich wird durch rötlich silberweiße Färbung, blätterige Textur, ein spezifisches Gewicht von 9,6—9,8 und den niederen Schmelzpunkt von 264°C gekennzeichnet. Wie Eisen und Eis ist es im flüssigen Zustand schwerer als im festen. Sein Hauptwert liegt in der Benutzbarkeit zu leichtflüssigen Legierungen, zu thermoelektrischen Säulen (in Verbindung mit Antimon) und medizinischen und chemischen Präparaten. Es begleitet teils in gediegener Form, teils in Verbindung mit Schwefel als Wismutglanz namentlich die Kobalt- und Nickelerze. Das Erzgebirge, Cornwall, auch Bolivia und Mexiko tiefem wesentliche Mengen von Wismut.

Zum Schluffe sei noch der Wolframerze gedacht, die man wohl schon seit langem kennt, aber stets als wertlos betrachtet hat. Versuche, diese Stoffe für die Technik zu erobem, befriedigten noch nicht völlig. Wolframsalze und -Präparate haben sich als Malerfarben verwendbar gezeigt, und die Legierung von Wolfram und Eisen, dem Stahl zugesetzt, verbessert diesen beträchtlich (Wolframstahl). Das hauptsächlichste Wolframerz ist der schwarze, metallisch glänzende Wolframit oder Wolfram, eine Verbindung von wolframsaurein Eisen und Mangan; tritt namentlich als Begleiter von Zinnerzen in den Gängen des Erzgebirges, des Harzes und von Cornwall aus.



13. Die Steine und Erden.

Inhalt: Die Edelsteine. Künstliche Edelsteine. Die Edelsteine ersten Ranges. Diamant. Korund. Chrysoberyll. Spinell. Topas. Beryll und Smaragd. Hyazinth. Die Edelsteine zweiten Ranges. Halbedelsteine. — Marmor. Gips. Serpentin. Meerschäum. Sprudelstein. Nephrit. — Die Bausteine. — Die Mahl- und Schleifsteine. Lithographische Steine. — Die mineralischen Düngemittel. — Die Erden. — Die feuerfesten Stoffe. — Zu chemischen Zwecken verwendete Gesteine und Minerale.

Das Auftreten der in den vorhergehenden Kapiteln behandelten Mineralstoffe, der Erze, der Salze und der fossilen Brennstoffe, ist an gewisse, nicht allzu oft erfüllte Bedingungen gebunden. Das Material für den vorliegenden Abschnitt hingegen ist mit wenigen Ausnahmen viel verbreiteter, ja es findet sich zum Teil allorten. Hand in Hand mit dieser weiten Verbreitung geht auch seine Mannigfaltigkeit. Auf diesem Gebiete tritt uns ein fast unübersehbares Detail entgegen, so daß wir uns mit einer allgemein gehaltenen Beschreibung begnügen müssen.

Die Verwendungsart der Steine und Erden ist sehr verschieden und oft von lokalen Verhältnissen hervorgerufen. Dasselbe Gestein kann zu den mannigfaltigsten Zwecken dienen, während derselbe Effekt durch unterschiedliches Material erzielt werden kann. Dieser Umstand zumeist erschwert eine befriedigende Übersicht. Wenn wir nur die Verwendungsart der Steine und Erden als Einteilungsprinzip berücksichtigen, dann ergibt sich folgende Anordnung: Von der kostbarsten, wenn auch nicht wichtigsten Gruppe der Edelsteine ausgehend, gelangt man zu den Stoffen der Ornamentik und Plastik und von diesen zu denen des Bauwesens. Weiter folgen die Mahl- und Schleifsteine, die Poliermittel, die lithographischen Steine und Tafelschiefer, die mineralischen Düngstoffe und die Erden. Den Schluß bilden die zu chemischen Zwecken benutzten Minerale. Statistische Angaben werden größtenteils unterbleiben müssen, da es nur bei wenigen dieser Minerale möglich ist, Angaben über die jährlich gewonnenen Mengen zu sammeln.

Die Edelsteine.

Schon die Bezeichnung „Edelsteine“ besagt, daß die Minerale, denen sie beigelegt wurde, hervorragend glänzende Eigenschaften haben. In der Tat sind die Edelsteine durch ihren hohen Härtegrad, ihr lebhaft sprühendes Feuer, ihre Klarheit und Durchsichtigkeit, ihre funkelnden Farben von Natur aus wie geschaffen, zu schmücken und zu zieren. Diese Merkmale bilden zwar ein gemeinsames Band um die gewöhnlich zu den Edelsteinen gerechneten Minerale, kommen ihnen aber in so verschiedenem Grade zu, daß es kaum möglich ist, den Begriff scharf zu umgrenzen. Nicht bloß das Herkommen, selbst die Mode entscheidet zuweilen, ob man gewisse Steine als Edel- oder mindestens als Schmucksteine zu betrachten habe oder nicht.

Unter den alten Kulturvölkern dürften wohl die Inder, deren Heimat so reich an Edelsteinen ist, zuerst oder mindestens sehr früh den Wert der Edelsteine erkannt haben. Ebenso waren sie den Ägyptern bekannt, die „Skarabäen“ (Käfergemmen) aus edlen Steinen anfertigten und den Toten unter die Zunge legten, da sie die Käfergattung *Scarabaeus* als Symbol der Unsterblichkeit verehrten. Von den Ägyptern ist der Gebrauch der Edelsteine auf die Juden übergegangen,

während die Griechen zur Zeit Homers nur Gold und Bernstein als Geschmeide gekannt zu haben scheinen. Später, im 7. und 6. Jahrhundert v. Ehr., war der Gebrauch von Edelsteinen unter den Griechen allgemein verbreitet, und unter den Römern der Kaiserzeit steigerte sich in den besitzenden Klassen der Edelsteinluxus so maßlos, wie er selbst von der Gegenwart nicht erreicht wird. Die Griechen und Römer verstanden gleich den Ägyptern, die Steine bald vertieft (Gemen), bald erhaben (Kameen) kunstvoll zu gravieren, und erlangten in dieser Kunst eine bis heute unübertroffene Fertigkeit. Dagegen blieb ihnen die Kunst der Steinschleiferei unbekannt. Diese Technik, die den Glanz und das Feuer der Edelsteine sehr erhöht, entwickelte sich erst im Mittelalter und schreitet bis heute immer fort. So hoch ausgebildet auch im Altertum und Mittelalter die technische Kenntnis der Edelsteine war, so wundersam und kindisch waren die Anschauungen über die geheimnisvollen mystischen Kräfte, die den Edelsteinen innewohnen sollten.

Erst der Neuzeit war es vorbehalten, die Edelsteine vom naturwissenschaftlichen Standpunkte zu untersuchen und ihre physikalischen und chemischen Eigenschaften festzustellen. Dabei hat es sich gezeigt, daß sich der technische Begriff gewisser Edelsteine, wie er den Juwelieren geläufig ist, mit dem mineralogischen keineswegs deckt. So wurden manche Steine ihrer durchsichtigen Goldfarbe wegen als Topase bezeichnet, die in Wirklichkeit verschiedenen Mineralspezies angehören. Umgekehrt galten der blaue Saphir und der rote Rubin von jeher als zwei verschiedene Edelsteine und sind doch nur zwei zufällige Farbvarietäten eines Minerals, des Korunds.

Im chemisch reinen Zustande wären die meisten Edelsteine farblos: ihre prächtigen Farben rühren oft nur von zufälligen Verunreinigungen durch Metalloxyde her, die sich bei der Kristallisation zugesellten. Mengen von Metalloxyden, die zu gering sind, um durch die chemische Analyse nachweisbar zu sein, genügen schon, die gesättigteste Färbung hervorzurufen. Die Art der Färbung, von der man sich bei Beurteilung von Steinen so gern leiten läßt, ist demnach mineralogisch ganz unwesentlich. Dagegen bietet die optische Eigenschaft des Pleochroismus, die Vielfarbigkeit, ein vortreffliches Hilfsmittel zur Bestimmung von Edelsteinen. Alle Kristalle, mit Ausnahme der regulären oder tesseralen, zeigen nämlich in zwei oder drei verschiedenen Richtungen zwei oder drei verschiedene Farbenabstufungen (Dichroismus, Trichroismus), zu deren Untersuchung man sich eines besonderen kleinen Instruments, der dichroskopischen Lupe, bedient.

Fernere Handhaben zur mineralogischen Bestimmung gewähren die Eigenschaften der Härte und des spezifischen Gewichts. Die chemische Untersuchung, die in erster Linie entscheiden könnte, hat natürlich keinen praktischen Wert, da sie nur unter Zerstörung des zu bestimmenden Körpers zu einem Ergebnis führt. Der großen Härte verdanken die Edelsteine den Glanz ihrer Politur, die Schärfe der Kanten und Gravierungen und die Reinheit der Flächen.

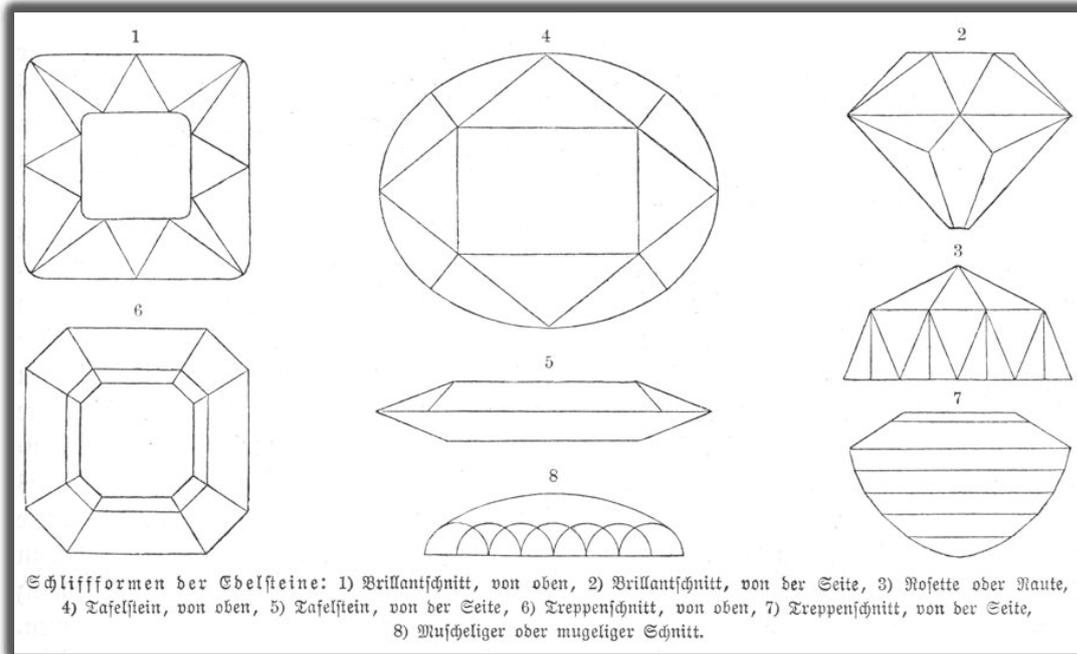


Abb. 61: Schliffformen der Edelsteine.

Die rohen Edelsteine, wie sie uns die Natur liefert, haben oft ein recht unansehnliches Äußeres. Erst durch den Schliff treten ihre bestechenden Eigenschaften recht deutlich hervor. Man gibt den Edelsteinen, je nach ihrer Beschaffenheit und Größe, verschiedene herkömmliche Schliffformen, deren hauptsächlichste folgende sind (s. obenstehende Abbildungen 61):

- 1) Der Brillantschnitt, für den Diamanten und die meisten anderen Edelsteine der günstigste Schnitt.
- 2) Die Rosette, Raute oder Rose.
- 3) Der Tafelstein, bei Steinen von geringer Dicke angewendet.
- 4) Der Treppenschnitt.
- 5) Der gemischte Schnitt, eine Verbindung von Brillant- und Treppenschnitt.
- 6) Der muschelige oder mugelige Schnitt: flach gewölbte Form, die besonders für halbdurchsichtige Steine mit Farben- oder Lichtspiel vorteilhaft ist, wie für edlen Opal, Mondstein, Katzenauge und dergleichen.

Man unterscheidet an jedem geschliffenen und gefaßten Stein einen Oberteil (Krone, Pavillon), der über die Fassung hervorragte, einen unter der Fassung liegenden Unterteil (Culasse) und die in der Fassung steckende Kante (Rundiste) des Steines. Die Fassung selbst ist entweder randlich (à jour), wo Ober- und Unterseite frei sind; oder es wird die Unterseite durch die Fassung verdeckt (Kastenfassung). Der zweiten bedient man sich bei weniger reinen Steinen zum Verdecken etwaiger Fehler und zur Erhöhung des Glanzes und der Farbe durch Unterlegung einer Folie aus Metallblech. Geschliffen werden die Edelsteine auf Metallscheiben, die durch eine einfache mechanische Vorrichtung in rasche Umdrehung versetzt werden. Als Schleifmittel bedient man sich für die meisten Edelsteine fein pulverisiertem Schmirgels, einer rohen Abart des Korunds. Für Diamant und Korund hingegen muß man Diamantpulver, das Diamantbort, verwenden; denn nur dieses ist hart genug, den härtesten Körper, den Diamant, anzugreifen. Nach dem Schleifen

vervollständigt das mit Tripel, Zinnasche, Polierschiefer und dergleichen vorzunehmende Polieren den Glanz und die Glätte der Flächen.

Bei dem hohen Wert und der Beliebtheit der Edelsteine kann es nicht wundernehmen, daß es an Bemühungen nicht gefehlt hat, einerseits Verfälschungen und Nachahmungen vorzunehmen, andererseits echte Edelsteine auf künstlichem Wege zu erzeugen. Eine der gewöhnlichsten Fälschungen bilden die Dubletten. Der flache Teil eines echten Edelsteines wird an einen gleichgefärbten Glasfluß unkenntlich angeschmolzen. Unterzieht man nur die obere Seite einer näheren Prüfung, so meint man einen echten Edelstein vor sich zu haben, während doch nur die obere Tafel echt, das übrige wertlos ist. Früher wurden die beiden Bestandteile mit Mastix zusammengekittet: eine Fälschung, die in marinem Wasser durch Erweichen des Kittes und Zerfallen des Steines kenntlich war. Versuche, falsche Edelsteine aus Glasflüssen herzustellen, wurden, wie Plinius erzählt, schon von den Römern mit Erfolg unternommen. In neuerer Zeit hat man darin große Fortschritte gemacht und versteht es, die kostbarsten Edelsteine in Farbe und Glanz so vortrefflich nachzuahmen, daß selbst geübte Kenner, wenn sie nicht die Härteprobe vornehmen, Täuschungen unterliegen. Eine merklich höhere als die Glashärte (5) konnte man den künstlichen Glasflüssen, die nach ihrem Erfinder „Straß“ genannt werden, nicht verleihen, und so gibt denn die geringere Härte ein leichtes und sicheres Mittel zur Unterscheidung der Nachahmungen an die Hand. Zur Bereitung von Straß gibt es verschiedene Vorschriften. Am häufigsten nimmt man 32 Prozent Bergkristall, bis 50 Prozent Bleisuperoxyd (Mennige), 17 Prozent Kali, 1 Prozent Borax und 1/30 Prozent Arsenik. Überraschend schöne Glasflüsse mit prachtvollem Farbenspiel erhält man, wenn man statt des Kalis Thallium beimengt. Die Färbung des an sich farblosen Straß wird durch Zusatz von Metalloxyden erzielt.

Hat sich die Industrie hauptsächlich die Erzeugung billiger und doch schöner Nachahmungen zur Aufgabe gemacht, so hat es die Wissenschaft versucht, echte Edelsteine von derselben chemischen Zusammensetzung und denselben physikalischen Eigenschaften wie die natürlichen im Laboratorium auf künstlichem Wege darzustellen. Man hat diesen Zweck im kleinen verschieden erreicht. So hat Gaudin im Knallgasgebläse, das den höchsten bisher bekannten Hitzegrad liefert, reine Tonerde zu einem haselnußgroßen Kügelchen umgeschmolzen, dessen innere Höhlung mit winzigen Korundkriställchen bedeckt war. Ebelmen gelang es, durch Zusatz von Borax oder Borsäure zu den Bestandteilen des zu erzeugenden Edelsteines und geeignetes Umschmelzen die meisten Edelsteine in ziemlich großen Kristallen darzustellen. Auch Daubree, Saint-Clair-Deville und Carou haben das Problem der künstlichen Herstellung von Edelsteinen durch sinnreiche, meist ziemlich komplizierte Methoden gelöst und dadurch Ergebnisse erzielt, die zwar von der Wissenschaft als hochwichtige Bereicherung des Wissens freudig begrüßt worden sind, aber doch keine praktische Bedeutung gewonnen haben.

Den ersten Rang unter den Edelsteinen nimmt vermöge seiner von keinem anderen Körper erreichten Härte (10), seiner außerordentlich starken Lichtbrechung und Farbenzerstreuung der Diamant ein. Die Griechen nannten ihn den unbezwingbaren. Seine große Härte war ihnen wohl bekannt, nur wußten sie nicht, daß ein harter Körper gleichzeitig auch sehr spröde sein kann, und glaubten daher, daß der Diamant, auf einen eisernen Amboß gelegt, nicht nur den stärksten Hammerschlägen widerstehe, ja sogar den Hammer und Amboß selbst zum Zerbersten bringen könne. In frischem Bocksblut dagegen sollte der Diamant wie die Perlen im Essig lösbar sein. Auch das Mittelalter verharrte bei diesem Glauben. Albertus Magnus, der gelehrte Dominikaner („Doctor universalis“, 1103—1280), hielt das Bocksblut namentlich dann für besonders kräftig, wenn der Bock zuvor Petersilie gefressen und Wein getrunken habe. Verzeihlicher als dieser Aberglaube ist die irrige Meinung der Alten, daß der Diamant auch für das Feuer unbezwinglich

ist. Gegenwärtig wissen wir längst, daß der Diamant sogar ziemlich leicht verbrennbar ist und, in reinem Sauerstoff verbrannt, Kohlensäure gibt. Er besteht demnach aus reinem Kohlenstoff! der hellste, härteste und durchsichtigste Körper entpuppt sich als ein allotroper Zustand der schwarzen, schmutzigen Kohle.



Abb. 62. Edelsteine

Fig. 1: Edler Opal Ader in zersetztem Trachyt von Czerwenitzen in Ungarn.

Fig. 2: Edler Chrysolith. Loser Kristall

Fig. 3: Edler Granat, loser rhombododekaedrischer Kristall

Fig. 4: Chrysoberyll. Geschiebe vom Rio Piauhi, Minas noras, Minas Gerais in Brasilien

Fig. 5: Ein edler Spinell, Loser oktaedrischer Kristall.

Fig. 6: Ein Pyrop (böhmischer Granat) Körner, in Serpentin eingewachsen, von Mernitz in Böhmen.

Fig. 7: Edler Beryll (sibirischer Aquamarin) Ringstein, achteckig mit Treppenschnitt.

Fig. 8: Brasilianischer Topas. Ringstein oval, oben mit Brillant- unten Treppenschnitt.

Fig. 9: Smaragd. Ringstein, viereckig mit Treppenschnitt.

Fig. 10: Orientalischer Rubin. Ringstein achteckig mit Treppenschnitt.

Fig. 11: Orientalischer Saphir. Sechseckiger Ringstein mit Treppenschnitt.

Fig. 12: Topas. Abgebrochener, vorwiegend prismatisch entwickelter Kristall von Capao bei Villarica, Brasilien.

Fig. 13: Turmalin, Rubellit. Auf Glimmer aufgewachsener Kristall von Mursinsk bei Jekaterinburg im Ural.

Fig. 14: Diamant. Ungefähr 4 -5 Karat schwer, Oktaeder mit dem Achtundvierzigflächen in grünem vulkanischem Tuffe, von Bultfontstein, Südafrika.

Fig. 15: Smaragd Kristalle, mit Kalzit in bituminösem Kalkstein, von Santa Fe in Bogotá, Columbien.

Fig. 16: Beryll. Abgebrochener Kristall aus Sibirien.

Fig. 17: Saphir. Loser Kristall von der Edelsteinwäsche Ratmassura auf Ceylon.

Fig. 18: Rubin. Loser Kristall, treppig gebaut mit Zwillingslamellen.

Fig. 19: Granat. (Kaneelstein) Kristalle mit Diopsid, Kalzit und Chlorit zu einer Gruppe vereinigt, von der Mussa-Alpe in Piemont.

Fig. 20: Onyx. Mugelig geschliffen aus Arabien.

Fig. 21: Amethyst – Druse von Prokura in Siebenbürgen.

Fig. 22: Achat. Eben geschliffen, Ostindien.

Fig. 23: Türkis. Ader in Kieselschiefer, von Mesches im nordöstlichem Persien

Die Originale befinden sich sämtlich im k.k naturhistorischem Hofmuseum in Wien

Während der Kohlenstoff in seiner Form als Kohle und Graphit in der Natur weitverbreitet ist, gehört der Diamant zu den seltenen Körpern. Nur ausnahmsweise waren in der Natur jene uns noch nicht bekannten Bedingungen gegeben, die den Kohlenstoff bewogen, die Form wasserheller, tesseraler Kristalle anzunehmen. Man hat am Diamanten alle vollflächigen Kristalle des tesseralen Systems beobachtet. Die Kristallflächen sind meist eigentümlich gerundet oder gewölbt (s. die beigeheftete Tafel „Edelsteine“, Fig. 14) und durch jenen besonders lebhaften Glanz ausgezeichnet, den man den Diamantglanz nennt. Sein spezifisches Gewicht beträgt 3,52. Der Diamant ist meistens farblos, durchsichtig und wasserhell; er kann aber auch eine weiße, graue, grüne, gelbe, ja sogar rote, blaue und schwarze Färbung annehmen. Rote, blaue und grüne Diamanten finden sich allerdings nur sehr selten und werden dann noch höher bezahlt als die feurigsten, wasserhellen Steine. Wie die größte Härte, so besitzt der Diamant auch das stärkste Lichtbrechungsvermögen, doch kommen ihm darin der flüssige Schwefelkohlenstoff, das Cassiaöl und das Sassafrasöl so nahe, daß er in diesen Flüssigkeiten nahezu unsichtbar wird. Nur Fehler, Flecke und Sprünge heben sich so deutlich hervor, daß man sich dieses Verfahrens zur Prüfung von Diamanten bedienen kann.

Der Diamant kommt nicht nur in Form von Kristallen und Kristallgruppen vor, sondern auch als Bort in Gestalt kleiner, radialstängeliger Kugeln und als Karbonat (Carbonado) in Form schwarzer, kristallinischer, rundlicher Körper, die beim Verbrennen bis zu 2 Prozent Asche hinterlassen. Lange kannte man nur die losen Kristalle, die auf zweiter oder dritter Lagerstätte in jetztzeitlichen Anschwemmungen von Flüssen oder in älteren Schwemm-, Schutt- und Konglomeratbildungen Vorkommen und von Quarzgeröllen, Gold, Platin, Topas, Turmalin, Andalusit, Zirkon, Zinnstein, Granat und mehreren wertvollen und seltenen Stoffen begleitet werden. Später fand man den Diamanten in seinen Muttergesteinen eingeschlossen und zwar zunächst im Itakolumit oder Gelenkschiefer Brasiliens, einem kristallinen Schiefer, der in nicht zu dicken Platten eine auffallende Biegsamkeit besitzt. Man erwartete bei der großen Verbreitung des Itakolumits von dieser Entdeckung seinerzeit große praktische Konsequenzen, die aber bei der Seltenheit der Diamanteinschlüsse ebensowenig erfolgt sind, als sich die Hoffnung erfüllt hat, daß dieses Vorkommen geeignet sein werde, Abschlüsse über die Bildungsweise der Diamanten zu geben. Die Wissenschaft ist hierin noch zu keinen entschiedenen Resultaten gelangt, und die Frage nach der Entstehung des Diamanten ist immer noch offen. Bei Beobachtung gewisser schwarzer Punkte und zellenartiger Einschlüsse im Diamanten hatte man der Vermutung organischen Ursprungs Raum gegeben; doch war diese Deutung falsch.

Auch die Versuche, Diamanten künstlich zu erzeugen, sind nicht befriedigend ausgefallen. Despretz ließ im luftleeren Raum einen starken elektrischen Strom lange Zeit durch einen Kohlenzylinder hindurchgehen und fand nach Verlauf von über einem Monat eine dünne Schicht schwarzen, karbonatähnlichen Staubes abgelagert, der unter dem Mikroskop bei dreißigfacher Vergrößerung die reguläre Kristallform von Oktaedern erkennen ließ und zum Polieren von Rubin geeignet war. Es war also auf diesem Wege wenigstens gelungen, die „Karbonat“ genannte Modifikation von Diamant künstlich herzustellen.

Die ältesten Fundorte von Diamanten liegen in Ostindien, von woher die meisten altberühmten, großen Prachtsteine stammen. Hier kommen sie in der Vindhya-Series, einer mächtigen Ablagerung von wahrscheinlich paläozoischem Alter, vor und liegen in einem Konglomerat oder einer Sandsteinbreccie, werden aber auch auf dritter Lagerstätte in Flußalluvien aufgefunden. Gegenwärtig sind die Lager infolge jahrhundertelanger Ausbeutung ziemlich erschöpft.

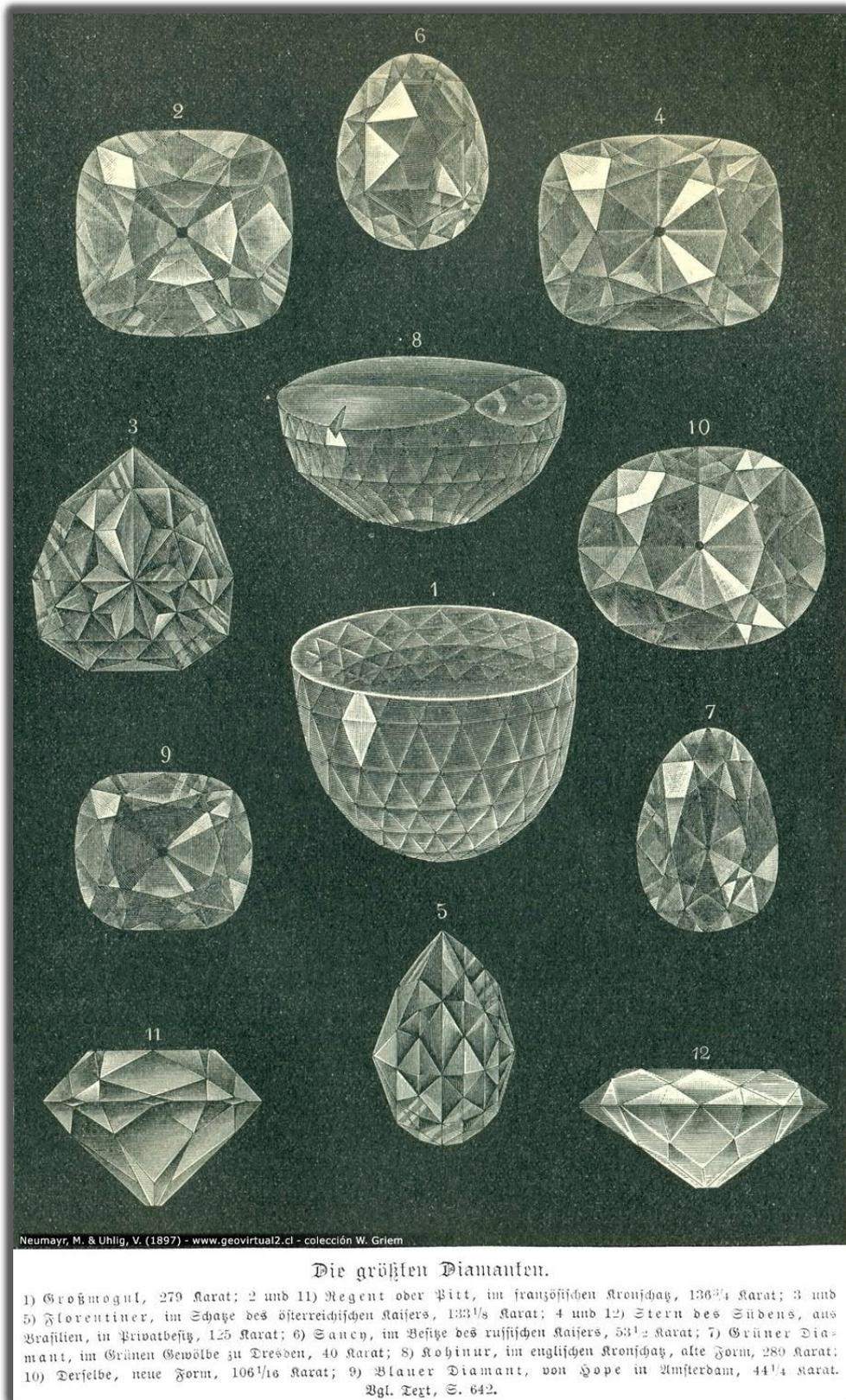


Abb. 63: Die Größten Diamanten



Hinter Ostindien hat Brasilien die Hauptmenge von Diamanten geliefert. Die reichsten Fundorte befinden sich im losen Schwemmgebirge bei Diamantina, früher Toluco genannt, in der Provinz Minas Gerais und in der Provinz Bahia. Man hatte in den dortigen Goldwäschen schon lange glänzende Steine gefunden; ihr wahrer Wert wurde aber erst im Jahre 1727 bekannt. Die brasilianischen Diamanten machten den indischen bald empfindliche Konkurrenz, mußten aber anfangs zur Beseitigung des Mißtrauens, das die um die Entwertung ihrer Vorräte besorgten Händler absichtlich wachgerufen hatten, erst nach Ostindien gebracht werden, um dann als indische Diamanten in den Handel zu gelangen. Auf ähnlichen Lagerstätten wie in Brasilien hat man Diamanten mit Gold vergesellschaftet im Ural aufgefunden, ferner in Mexiko, in Kalifornien und anderen Ländern Nordamerikas sowie an mehreren Punkten Australiens; doch waren diese Funde nicht reichlich genug, um eine Bewegung auf dem Weltmarkt hervorzurufen.

Um so größer war dagegen der merkantile Einfluß der Entdeckung der Kapdiamanten, die im Jahre 1867 am Orangefluß erfolgte. Besonders reich erwies sich das Griqualand am Vaalflusse. Anfangs suchten nur die holländischen Boers die Diamanten in den Flußalluvionen auf; bald aber bemächtigten sich amerikanische und europäische Diamantensucher der Gelände. Jetzt entwickelten sich dieselben abenteuerlichen sozialen Verhältnisse wie ehemals in den Goldfeldern Kaliforniens. Bald entdeckte man, daß sich die Diamanten nicht nur in den rezenten Flußalluvionen, sondern noch lohnender auf der baumlosen Plateauhöhe vorfänden. Hier wurde die ursprüngliche Lagerstätte der Diamanten ausgesucht, die aus vulkanischem Gestein gebildet wird. Die Diamanten sind neben Bruchstücken von Gneis und anderen kristallinen Schiefen in einem grünlichen, doleritischen Tuff eingebettet, der in Form von schlot- oder kraterartigen, rundlich begrenzten Massen in die Sandsteine und Schiefer der Karrooformation eingesenkt ist. Aus der Tafel bei S. 639, Fig. 14, sieht man einen Kapdiamanten, der im Muttergestein eingeschlossen ist und jenen schwach gelblichen Farbenton erkennen läßt, der den meisten Kapdiamanten eigentümlich ist. Außerdem wurden in postpliozänen Sanden des Transvaalgebietes auf zweiter Lagerstätte Diamanten ausgefunden, die mit Geröllen von Quarz, Achat, Dolerit mit Topas, Granat, Ilmenit, ähnlich wie in Brasilien, vergesellschaftet waren. Die Hauptmasse der geförderten Diamanten lieferten die vier Gruben Kimberley, Old de Beers, Bultfontein und Du Toits Pan; die Gewinnung des kostbaren Stoffes wird dem Verbrauch angepaßt. Somit sind Erzeugung sowohl wie der sich danach richtende Preis künstlich geregelt. Seit dem Jahre 1867 hat Südafrika allein bis zum Jahre 1892 ungefähr 50 Millionen Karat — 10.256 Diamanten geliefert. Brächte man diese auf einem Raume zusammen, so ergäbe sich eine Masse von 2,93 Kubikmeter Inhalt oder ein Würfel mit einer Kantenlänge von 1,43 m, der einen Wert von 1400 Millionen Reichsmark hätte.

So merkwürdig wie die Naturgeschichte der Diamanten sind auch die Schicksale einzelner Steine, die durch Größe und besondere Schönheit berühmt geworden sind. Für den vollkommensten und schönsten Brillanten hält man den Regent oder Pitt des französischen Kronschatzes (s. Abbildung 63, Fig. 2 u. 11), der ein Gewicht von 136 $\frac{3}{4}$ Karat besitzt. Er wurde im Jahre 1702 in den Diamantengruben von Partlat bei Golkonda in Ostindien von einem Sklaven aufgefunden, der sich an den Lenden verwundete, um ihn unter dem Verbände zu verstecken. Um den seltenen Stein zu verwerten, vertraute er sich einem Matrosen an, der den Diamanten zu sich nahm, den Sklaven aber ertränkte. Der Matrose verkaufte ihn für 20.000 Mark an Pitt, den damaligen Gouverneur des Forts Saint George, vergeudete in kurzer Zeit das Geld und erhängte sich. Pitt aber, nach dem der Stein benannt wurde, verkaufte ihn für 3 Millionen Mark an die Krone Frankreich. Der Stein hatte damals ein Gewicht von 410 Karat; er verlor durch das

Schleifen, das zwei Jahre in Anspruch nahm und 80.000 Mark kostete, zwei Drittel seiner Größe. Die abgesprengten Stücke besaßen noch einen Wert von 144.000 Mark. In den Schreckenstagen des Jahres 1792 wurde er mit sämtlichen Krondiamanten geraubt, aber bald wieder aufgefunden. Die erste Republik versetzte ihn beim Berliner Kaufmann Treskow, und nach der Einlösung zierte er den Degenknopf Napoleons I. Der größte der berühmten Diamanten Europas ist der Orlow mit dem Gewichte von $194 \frac{1}{3}$ Karat; er hat die Form einer facettenreichen Rosette. Er stammt aus Indien, wo er früher eins der Augen einer Götterstatue gebildet haben soll, und kam in den Besitz des Schah Nadir von Persien. Nach dessen Ermordung entwendete ihn ein französischer Grenadier, und nach wechselvollen Schicksalen wurde er vom russischen Grafen Orlow für die Kaiserin Katharina II. erstanden. Seither bildete er die Spitze des russischen Zepters. Eine ähnliche Form wie der Orlow besitzt der 279 Karat schwere Großmogul (s. Abbildung, 63, Fig. 1), der im Jahre 1550 in der Grube Colone gefunden wurde. Der Kohinur, Berg des Lichtes (s. Abbild. 63, Fig. 8 u. 10), ist in seiner neuen Form ein etwas flacher, ovaler Brillant und befindet sich im Eigentume der Königin Viktoria von England. Er war in früheren Jahrhunderten der Talisman und Kronjuwel indischer Radschas und gelangte zuletzt in den Besitz des Herrschers von Lahor, wo er von englischen Truppen im Jahre 1850 erbeutet wurde. Im Jahre 1852 wurde er von dem berühmten Diamantenschleifer Voorsanger in Amsterdam in 38 Tagen zur Brillantform zugschliffen, wodurch sein Gewicht von 280 auf $106 \frac{1}{16}$ Karat herabgemindert wurde. Der Florentiner oder Großherzog von Toskana (Fig. 3 u. 5), der sich gegenwärtig im Schatze des österreichischen Kaisers befindet, war früher einer der berühmten Diamanten Karls des Kühnen von Burgund. Dieser hatte ihn 1475 in der Schlacht bei Granson verloren, wo er von einem Schweizer auf der Landstraße gefunden und für einen Gulden an einen Geistlichen verkauft wurde; der Geistliche trat ihn für 3 Frank an die Berner ab. Endlich gelangte er in den Besitz des Mailänder Regenten Ludovico Marco Sforza, wurde später vom Papste Julius H. erstanden und kam endlich nach Wien. Ebenfalls früher im Schatze Karls des Kühnen war der Sancy, ein nur $53 \frac{1}{2}$ Karat schwerer, aber schöner, ovaler Brillant. Der Herzog trug ihn 1477 in der Schlacht von Nancy, in der er sein Leben verlor. Ein Schweizer Soldat nahm ihn bei der Plünderung an sich und verkaufte ihn um ein Geringes. Er ging durch viele Hände, darunter auch die des Chevalier Sancy, bis er in den französischen Kronschatz gelangte; aber auch da blieb er nicht dauernd, sondern wurde unter den Napoleoniden an den russischen Kaiser verkauft. Der Stern des Südens (Fig. 4 u. 12) wog ursprünglich $254 \frac{1}{2}$ - Karat und ist der größte in Brasilien gefundene Diamant. Unter den farbigen Diamanten sind am berühmtesten der saphirblaue Hope (Fig. 9), im Besitze der Familie gleiches Namens, und der Grüne Diamant (Fig. 7) aus dem Grünen Gewölbe in Dresden.

Die seltenen Eigenschaften des Diamanten machen ihn nicht nur zum Schmucke geeignet, sondern befähigen ihn auch zu segensreicher Verwendung. Man benutzt ihn nicht nur zum Schleifen und Glasschneiden, sondern auch zum Bohren harter Gesteine, und dabei erspart der mit staunenswerten Resultaten arbeitende Diamant dem Menschen unendlich viel Arbeit, Kosten und Zeit. Vermöge seines starken Lichtbrechungsvermögens eignet er sich in hervorragender Weise zur Herstellung von mikroskopischen Linsen und würde gewiß viel mehr benutzt werden, wenn es Preis und Seltenheit gestatteten.

Als zweiten in der Reihe der Edelsteine betrachtet man allgemein den Korund. Er ist nach dem Diamanten der härteste Edelstein; sein Härtegrad ist 9, das spezifische Gewicht 3,9—4. Wie der Diamant aus einem jener Stoffe besteht, die in der Natur am allerweitesten verbreitet sind, so auch der Korund, der nichts anderes ist als reine, kristallisierte Tonerde (Al_2O_3). Seine Kristalle gehören zum rhombischen System; häufig sind die sechsseitige Säule und die sechsseitige Pyramide (s. die Tafel bei S. 639, Fig. 17 u. 18). Die durchsichtigen, als Edelsteine benutzten losen Kristalle und Geschiebe bringt man meist aus Indien, Ceylon und Barma, wo sie in

Schwemmbildungen auf zweiter Lagerstätte Vorkommen. Ihre ursprüngliche Heimat sind die kristallinen Massen- und Schiefergesteine, die Granite, Gneise, Glimmerschiefer und kristallinen Kalke. In diesen Gesteinen eingewachsen kennt man den Korund von Indien, Ceylon, China, von Jekaterinburg und Mijask am Ural und von Chester in Massachusetts. In der Culsagegrube Nordcarolinas wurden bis über 3 Zentner schwere Kristalle, freilich nicht von der reinen, als Schmuck verwendbaren Varietät, sondern in Form des wenig durchsichtigen, verschiedentlich gefärbten, gemeinen Korunds oder Temantspats gefunden. Eine einheimische, gegenwärtig verlassene, früher aber ausgebeutete Lokalität ist die Iserwiese im Isergebirge, wo der Korund mit Spinell, Granat, Zirkon und Titaneisen (Iserin) in einer losen Ablagerung vorkommt.

Man unterscheidet elf Farbenvarietäten dieses Edelsteins, die verschieden hoch geschätzt werden. Am höchsten bewertet ist der karmesin- oder kochenillerothe Rubin (s. die Tafel bei S. 639, Fig. 10), der schon im Altertum als Anthrax oder Carbunculus sehr beliebt war. Als Saphir bezeichnet man die blauen Varietäten vom dunkelsten bis zum lichtesten Blau (s. dieselbe Tafel, Fig. 11). Der gelbe Korund wird orientalischer Topas, der grünlichblaue orientalischer Aquamarin, der äußerst seltene, gesättigt dunkelgrüne orientalischer Smaragd genannt. Der gelblichgrüne Korund bildet den orientalischen Chrysolith, der rötlichgelbe den orientalischen Hyacinth, der violette den orientalischen Amethyst, der wasserhelle, diamantähnliche den Lenkosaphir oder weißen Saphir. Als Sternsaphir, Asterie oder Sternkorund bezeichnet man durchscheinende, verschieden gefärbte Korunde, die bei lebhafter Beleuchtung im Inneren einen sechsstrahligen Lichtstern zeigen, und orientalischer Girasol oder Sonnenstein heißen verschieden gefärbte Korunde, die auf der konvex geschliffenen Seite eigentümlich Helle Lichtschimmer «blitzen lassen.

Nach dem Diamant und Korund folgt als dritter der Chrysoberyll, mit der Härte 8,5 und dem spezifischen Gewichte 3,7. Er besteht aus Beryll- und Tonerde ($\text{BeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$) mit einem geringen Eisengehalt. Nur selten gelangen seine rhombischen Kristalle in den Handel; meist liegen uns nur Geschiebe vor, die am schönsten in Borneo, Ceylon und Brasilien gefunden werden (s. die Tafel bei S. 639, Fig. 4). Was man am Chrysoberyll am meisten schätzt, ist der schöne, wogende Lichtschein, den er bei hellgrüner Färbung im Inneren zeigt.

Vorwiegend rot gefärbt sind die Varietäten des Spinells, eines Edelsteins vom spezifischen Gewichte 3,5—4,1 und dem Härtegrad 8. Der Spinell wird aus Tonerde und Bittererde ($\text{MgO} : \text{Al}_2\text{O}_3$) zusammengesetzt und nimmt kristallisiert meist die einfache Oktaederform an (s. die Tafel bei S. 689, Fig. 5). Der gewöhnliche und der schwarze Spinell (Pleonast) erscheinen da und dort als zufällige Bestandteile von kristallinen Schieferen; der edle Spinell dagegen ist selten, und nur Ceylon, Ostindien, Pegu und Barmia bringen diesen Edelstein in größerer Menge in den Welthandel. Die Juweliere unterscheiden nach den Farbnuancen den dunkelroten Rubinspinell, den kochenillerothen Almandinspinell, den gelblichroten Rubizell, den blauen Saphirin, den grünen Chlorospinell und den schwarzen, zu Trauerschmuck geeigneten Pleonast.

Der Topas bildet weingelbe, stängelige Kristalle von ausgeprägt rhombischer Form, unter Vorherrschen der Prismenflächen (s. die Tafel bei S. 639, Fig. 12 u. 8). Die Härte ist 8, das spezifische Gewicht wie beim Diamanten 3,5—3,7. Die chemische Zusammensetzung ist komplizierter als bei den vorhergehenden Edelsteinen: im Topas treten Kieselerde, Tonerde und Fluor nach der Formel $5\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Al}_2\text{SiF}_{10}$ zu einer Verbindung zusammen. Früher gehörte der Topas zu den geschätztesten Edelsteinen; gegenwärtig hat er teils durch reiche Funde, teils durch die Konkurrenz mit der gelb gefärbten Varietät des Quarzes (Citrin, böhmischen Topas) an Wert verloren. Seine ursprüngliche Lagerstätte sind die kristallinen Gesteine, Granit und Gneis. Unter den europäischen Fundorten ist der hervorragendste der Schneckenstein bei Auerbach im Vogtland,

der im Jahre 1737 entdeckt wurde und zahllose, bis 4 Zoll lange, blaßgelbe Topaskristalle enthält. Nunmehr ist der 86 Fuß hohe, ehemals wertvolle Felsen gänzlich abgebaut, und gegenwärtig versehen uns Brasilien und Sibirien hauptsächlich mit Topasen.

Das nächste Glied in der Reihe der Edelsteine bildet der grün gefärbte Beryll. Seine häufigste Erscheinungsform ist die hexagonaler, säulenförmiger Kristalle. Die Härte dieses Edelsteines liegt zwischen 7,5 und 8, das spezifische Gewicht beträgt 2,67—2,76. Seine chemischen Bestandteile sind Beryllerde, Tonerde und Kieselsäure ($3\text{BeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$). Der gemeine Beryll ist ein ziemlich häufiges, akzessorisches Begleitmineral der Granite, das man in Kristallen bis zu 30 Zentner schwere angetroffen hat. Die als Edelsteine brauchbaren Varietäten, der intensiv grüne Smaragd (s. die Tafel bei S. 639, Fig. 9 und 15) und der meergrüne Aquamarin oder edle Beryll (Fig. 7 und 16), sind dagegen selten.

Der Smaragd war der beliebteste Edelstein der Alten. Nach Herodot war der Ring des Polykrates durch einen prächtigen Smaragd ausgezeichnet, und Plinius nennt ihn den Edelstein, an dessen Farbe sich das Auge nicht satt sehen könne. Bei den Ägyptern diente der Smaragd auch zum Schmucke der Mumien. In Zabarah bei Kosseir am Roten Meers befinden sich Smaragdgruben, die nach einer Hieroglypheninschrift schon 1650 v. Chr. in Betrieb standen. Auch das Mittelalter hielt den Smaragd hoch in Ehren und erzählte sich merkwürdige Dinge von seinen geheimen Kräften. Wissen wir doch selbst heute noch nicht, wodurch das entzückende Grün des Smaragds verursacht wird. Die Mineralogen führen es auf eine spurenhafte Beimengung von Chromoxyd zurück, Levy dagegen auf organische Substanz. Den berühmtesten Fundort von Smaragden bilden die im Jahre 1555 entdeckten Gruben im Tunkatale Kolumbiens. Hier tritt der Smaragd in versteinungsreichem, bituminösem Kalkstein und schwarzem Tonschiefer auf, in Begleitung von Calcit, Quarz und Pyrit. Die uralischen Smaragde von Takowaja bei Jekaterinenburg liegen dagegen im Glimmerschiefer; ebenso die kleinen Kristalle des Habachtals im Salzburgerischen.

Als Aquamarin oder edlen Beryll bezeichnet man die durchsichtigen, säulenförmigen Kristalle von meergrüner, ins Hellbräunliche oder auch ins Gelbe verlaufender Farbe. Der Beryll ist häufiger als der Smaragd und weniger wertvoll. Die Alten benutzten ihn wegen seiner angeblichen Heilkraft zu Augengläsern: unsere Bezeichnung „Brille“ rührt daher.

Der Zirkon oder Hyacinth ist ein tetragonal kristallisierendes Mineral mit dem Härtegrad 7,5 und dem spezifischen Gewicht 4,4—4,7 und ist aus Kieselsäure und Zirkonerde nach der Formel ZrO_2SiO_2 zusammengesetzt. Rötlich oder bräunlich gefärbt, wird er durch Glühen farblos und kann dann leicht für Diamant ausgegeben werden. Im durchfallenden Licht spielen im Inneren eigentümliche Wellen, die ihn von allen anderen Edelsteinen unterscheiden. Wie die meisten Edelsteine ist auch der Zirkon ein Begleitmineral der kristallinen und vulkanischen Gesteine; in großen und schönen Exemplaren wird er aber nur selten gefunden.

Die bisher genannten Edelsteine pflegt man als Edelsteine ersten Ranges zu bezeichnen. Die folgenden sind häufiger, haben weniger bemerkenswerte Eigenschaften und stehen tiefer im Preise. Man nennt sie deshalb Edelsteine zweiten Ranges.

Der bekannteste unter diesen ist der Granat. Seine chemische Zusammensetzung entspricht der Formel $3\text{CaOAl}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$; doch können sowohl für die Kalkerde als die Tonerde andere gleichwertige Verbindungen als Ersatz eintreten. Die Härte schwankt zwischen 6,5 und 7,5, das spezifische Gewicht zwischen 3,4 und 4,3. Es gehört demnach der Granat zu den in chemisch-physikalischer Beziehung veränderlichsten Mineralen; nur seine reguläre Kristallform ist bei allen Abarten dieselbe. Der Granat begleitet überaus oft die kristallinen Schiefer, namentlich den Glimmerschiefer. Außerdem tritt er in Serpentin, in körnigen Kalksteinen am Kontakt dieser mit

Eruptivgesteinen und in diesen selbst auf. Zu Edelsteinen verarbeitet man hauptsächlich folgende Abarten: den honiggelben oder hyacinthroten Hessonit oder Kaneelstein (s. die Tafel bei S. 839, Fig. 19), den kirschroten Almandin und den feurig blutroten Pyrop, den Carbunculus oder Karfunkel der Alten (Fig. 6). Am häufigsten wird der Pyrop oder böhmische Granat als Edelstein benutzt. Im Gegensatz zu den übrigen Granatvarietäten bildet der Pyrop nur selten deutliche Kristalle; meist erscheint er in Form gerundeter Körner, die in Serpentin eingewachsen sind. Er wird aber auch auf zweiter Lagerstätte in Flußanschwemmungen lose gefunden. Der schwarze, in vulkanischem Gestein eingeschlossene Melanit wird in untergeordnetem Maße zu Trauerschmuck verschliffen.

Der Turmalin übertrifft an Reichtum der Kristallform und Mannigfaltigkeit der chemischen Zusammensetzung selbst den vielgestaltigen Granat. Nebst Kieselsäure, Tonerde, Eisenoxyd, Talkerde und Borsäure beteiligen sich Kalk, Natron, Kali, Lithion, Mangan und Fluor, also zwölf Stoffe, an seiner Zusammensetzung. Er kristallisiert im hexagonal-rhomboedrischen System; die Enden der prismatisch gestreckten Kristalle haben die Eigentümlichkeit, verschiedenflächig entwickelt zu sein. Erwärmt man einen solchen Kristall, so zeigt er ans dem einen Ende positive, am anderen negative Elektrizität; auf seine elektrischen Eigenschaften bezieht sich der alte Name „Aschenzieher“. Auch in der Geschichte der Optik spielte er eine große Rolle, da dünne Platten davon zuerst als Polarisationsinstrument verwendet worden sind. Das spezifische Gewicht des Turmalins beträgt 2,94—3,24, die Härte 7—7,5. Er ist ein Begleiter des Granits und der kristallinen Schiefer. In der gewöhnlichen Form als gemeiner Turmalin oder Schörl ist er schwarz und undurchsichtig und findet keine Verwendung als Schmuckstein; der durchsichtige und verschiedenartig gefärbte edle Turmalin dagegen wird hochgeschätzt. Die rote Varietät (s. die Tafel bei S. 639, Fig. 13) kommt als Siberit oder Rubellit in den Handel und kann mit Rubin verwechselt werden; die blaue Art wird Indikolith oder brasilischer Saphir, die grüne brasilischer Smaragd genannt.

Der Chrysolith (edler Olivin, Peridot, s. die Tafel bei S. 639, Fig. 2) ist ein Edelstein von goldiggrüner, durchsichtiger Farbe. Die chemische Zusammensetzung entspricht einer Mischung von Mg_2SiO_4 und Fe_2SiO_4 ; die Härte ist 6,5—7. Die Gestalt der rhombischen Kristalle ist kurz säulenförmig oder dicktafelig. Der Chrysolith oder Olivin hat mehrere Varietäten; aber nur die durchsichtigen, losen Kristalle, die aus Natolien, Oberägypten, Brasilien, Pegu und Ceylon in den Handel gelangen, geben schöne Edelsteine ab, die höher geschätzt würden, wenn sie nicht so leicht der Abnutzung der Politur durch den Gebrauch unterlägen.

Die schöne, bei keinem anderen Edelstein wiederkehrende, himmelblaue Färbung verleiht dem Türkisen oder Kalait, der undurchsichtig ist und nur den sechsten Härtegrad aufweist, seine Beliebtheit. Er ist ein wasserhaltiges Tonerdephosphat mit geringen Eisen- und Kupferverbindungen. Niemals bildet er Kristalle, sondern erscheint nur in dichten Partien, die in Kieselschiefer und anderen Gesteinen eingesprengt sind (s. die Tafel bei S. 639, Fig. 23). Medsched bei Herat und Nischapur in Persien sind die wichtigsten Fundorte. Der Türkis hat an Wert bedeutend eingebüßt, seitdem man ihn künstlich erzeugt und überdies ein natürliches Produkt kennen gelernt hat, das zwar seiner Substanz nach vom Türkisen vollkommen verschieden, äußerlich aber davon nicht zu unterscheiden ist: das zuweilen blau gefärbte Elfenbein eiszeitlicher Elefanten Sibiriens, das man zum Unterschied vom echten Türkisen „Beintürkis“ zu nennen pfllegt.

Zu den Edelsteinen zweiten Ranges rechnet man noch den edlen Opal, obwohl er zu der im allgemeinen minderwertigen Gruppe der Kieselsäureminerale gehört. Der edle Opal verdient mit Recht diese höhere Schätzung; denn er schimmert bei milchweißer Grundfarbe schön in den Regenbogenfarben (s. die Tafel bei S. 639, Fig. 1). Dieses „Opalisieren“ genannte Farbenspiel

rührt wahrscheinlich von zahllosen, feinen, mikroskopischen Nissen her, die seine ganze Masse durchsetzen. Die edlen Opale des Altertums kamen aus Indien; in der Gegenwart wird fast nur der Fundort Czerwenitz in Oberungarn ausgebeutet, wo dieser Edelstein gewisse Teile eines zersetzten Trachyts durchzieht. Der größte bekannte Edelopal ist über 4 Zoll lang, 2 ½ Zoll dick und befindet sich im Hofmuseum in Wien.

Außer den besprochenen werden noch mehrere andere Minerale, wenn sie in besonders schönen Exemplaren vorliegen, gelegentlich als Edelsteine verschliffen: der blaue Cordierit, der blaugrüne Euklas, der wasserhelle Phenakit, der grün bis braun gefärbte Vesuvian, der blaue Cyanit oder Disthen, der Staurolith, der Andalusit und der Pistazien- oder olivengrüne Pistazit oder Epidot. Ihre Verwendung aber ist sehr beschränkt.

Halbedelsteine.

Als Halbedelsteine faßt man eine Reihe von Schmucksteinen zusammen, die ihres häufigeren Vorkommens und weniger prächtigen Aussehens wegen minder hoch geschätzt werden als die eigentlichen Edelsteine im engeren Sinne. Mineralogisch genommen gehört der größte Teil der Halbedelsteine in die formenreiche Familie des Quarzes und des Opals, d. h. der wasserfreien und wasserhaltigen Kieselsteine.

Die wasserfreie Kieselsäure hat in der Natur als Quarz eine ausgesprochene Neigung zur Kristallform. Häufig begegnet man den hexagonal-rhomboedrischen Kristallen des Quarzes, die gewöhnlich das sechsseitige Prisma, verbunden mit der sechsseitigen Pyramide, entwickeln. Der Quarz hat die Härte 7, sein spezifisches Gewicht bewegt sich zwischen 2,5 und 2,8. Unter den zahlreichen Abarten des Quarzes ist der reine, wasserhelle, farblose Bergkristall die typische.

Der Bergkristall war ehemals angesehenere als heute. Man erzeugte daraus Trinkbecher und allerlei Luxusgefäße, während er heute hauptsächlich zu optischen Zwecken, zu Brillen, Normalgewichten und dergleichen verwendet wird. Die Römer und Griechen trieben einen großen Luxus mit Trinkgefäßen aus Bergkristall, den sie „Krystallos“ nannten und für wirkliches, hochgradig erstarrtes Eis hielten, da man ihn von den mit ewigem Schnee bedeckten Gipfeln der Alpen brachte. Auch heute noch bilden die Schweizer Zentralalpen eine Fundstätte für Bergkristall. In deren kristallinen Schiefern kommen Hohlräume und Klüfte vor, die „Kristallkeller“, die ganz mit Kristallen ausgekleidet sind. Wegen ihrer unzugänglichen Lage im Hochgebirge können diese Bergkristalle nur mit Lebensgefahr aus ihren Verstecken hervorgeholt werden. Ein solcher 1735 ausgebeuteter Kristallkeller im Zinkenstock des Berner Oberlandes enthielt Kristalle in, Gewicht von 1000 Zentnern. Die größten Kristalle von 8 m im Umfang hat man auf der Insel Madagaskar gefunden.

Manche Bergkristalle sind rauchbraun gefärbt, während andere infolge ihrer weingelben, goldig schimmernden Farbe dem echten Topas ähnlich sind und daher Topasquarz, Citrin oder böhmischer Topas genannt werden. Beide Varietäten verarbeitet man zu allerhand Geräten und Schmucksachen. Die schönste Quarzvarietät bildet der violette Amethyst (s. die Tafel bei S. 639, Mg. 21), der von den Alten ebenso hochgeschätzt wurde wie der Saphir. Sein Name bedeutet zu deutsch „nicht trunken“: die Griechen meinten nämlich, daß er seinen Träger vor Trunkenheit schütze. Der Amethyst ist auch heute noch recht beliebt; seit man ihn aber aus Brasilien zu Tausenden von Zentnern nach Europa bringt, hat er an Wert verloren. Der Amethyst hat bei Tageslicht Ähnlichkeit mit einer gleichgefärbten Korundvarietät; bei künstlicher Beleuchtung tritt aber

ein lebhafter Farbenunterschied hervor: während der Korund in schönem Violettrot erglänzt, sieht der Quarzamethyst blaß und fast grau aus.

Auch vom gemeinen, undurchsichtigen Quarz werden einige schön gefärbte Varietäten als Schmucksteine verwertet, so der rosenrote Rosenquarz, der lauchgrüne Prasem, der Avanturin, das Quarzkatzenauge und der Jaspis. Der gelbe, rote oder braune Avanturin enthält Glimmerschüppchen oder hat seine Risse, die wie goldige Punkte Hindurchschimmern. Er wird gegenwärtig auch künstlich nachgeahmt. Das Katzenauge hat seinen Namen von den an das Auge der Katze erinnernden Lichtreflexen, die durch die Einlagerung von zahllosen, parallelen Amiantyfasern in Quarz entstehen und durch den mugeligen Schliff gut hervortreten. Der Jaspis endlich ist ein hornsteinartiger Quarz, der durch Metalloxyde, namentlich Eisenoxyd, rot, braun, gelb oder grün gefärbt ist. Er ist zuweilen bänderartig gestreift.

Eine zweite Gruppe von Mineralen, die aus wasserfreier Kieselsäure bestehen, saßt man unter der Spezies Chalcedon zusammen. Der Chalcedon bildet keine Kristalle wie der Quarz, sondern erscheint in dichten, wachsartigen, oft mit Faserung versehenen Massen, die bei freier Entwicklung eine traubige oder nierenförmige Oberfläche annehmen. Glatte Flächen sind glas- bis fettglänzend; das Innere ist mehr oder weniger trübe. Man unterscheidet nach der Färbung den apfelgrünen Chrysopras, den gelblichroten Karneol, den pomeranzenfarbigen Sarder, das lauch- bis berggrüne Plasma, den grünen, rot punktierten Heliotrop. Eine wichtige Varietät ist der Achat (s. die Tafel bei S. 639, Fig. 22), der meist in kugelförmigen Stücken, den „Achatmandeln“, vorkommt, die sich als nachträgliche Ausfüllung rundlicher, blasenförmiger Hohlräume von vulkanischen Gesteinen gebildet haben. Meist sind sie regelmäßig und schichtenweise aufgebaut, und beim Anschleifen bemerkt man leicht den schmalen, von außen nach innen führenden Kanal, der zur Zufuhr der Kieselsäurelösung gedient hat. Mitunter ist der innerste Raum mit Calcit, Quarz oder Amethyst-Kristallen dicht angefüllt, oder er enthält Wasser, wie bei den „Enhydros“ von Uruguay. Man unterscheidet beim Achat, den man zu allerhand kleinen Geräten, Neibschaalen und Schmucksachen benutzt, mehrere untergeordnete Varietäten, als Band-, Festungs-, Trümmer-, Wolken-, Punktachat und dergleichen, je nach der Art der Punktierung, Zeichnung und Streifung. Als Moosachat oder Mokkastein bezeichnet man solche Steine, die durch eingelagerte Chloritkörnchen im Inneren moosartig gezeichnet sind.

Häufig haben die Achate schon von Natur aus eine lebhaftere Färbung; wenn diese aber nicht ausreicht, so kann man auf künstlichem Wege nachhelfen. Die Kieselsäure der Achatmandeln ist ziemlich porös und kann daher von Farblösungen allmählich durchdrungen werden. Dies Verfahren der künstlichen Färbung der Achate war schon den alten Römern bekannt, die namentlich die schwarz, braun und weiß gebänderten, Onyx genannten Achate liebten. Die alten Künstler entwickelten in der Verarbeitung dieser Onyx zu Gemmen und Kameen eine bewunderungswürdige Geschicklichkeit; namentlich verstanden sie es vortrefflich, die Verschiedenfarbigkeit auszunutzen, indem sie die Helle Schicht zur Darstellung der eigentlichen Figur, die mittlere bräunliche für die Gewandung, die schwarze, unterste Lage als Hintergrund verwendeten. Gegenwärtig wird die Achatindustrie am schwunghaftesten in den Städtchen Oberstein und Idar im Fürstentum Birkenfeld betrieben. Veranlassung dazu boten die hier recht häufig vorkommenden, in Melaphyr eingeschlossenen Achatmandeln; indes werden sie schon seit längerer Zeit nicht mehr gewonnen, seit es sich als lohnender erwiesen hat, die schönen Achate zu verarbeiten, die in großer Menge aus Brasilien und, Uruguay eingeführt werden.

Die dritte Gruppe von Kieselsäuremineralen bilden die Varietäten des Opals. Der Opal ist ein amorpher Körper, dessen freie Oberfläche eine traubige oder knollige Form hat. Er besteht aus wasserhaltiger Kieselsäure und hat die Härte von 5,5—6,5, das spezifische Gewicht von 1,9—

2,3. Durch allmähliches Eintrocknen von Kieselsäuregallerts kann man ihn künstlich darstellen, Neben dem bereits bei den Edelsteinen zweiten Ranges besprochenen Edelopal dient als Schmuckstein hauptsächlich der Feueropal, dessen schöne, hyacinthrote Farbe und irisierendes Farbenspiel ihn mit dem Edelopal wetteifern läßt, Villa Secca bei Zimapan in Mexiko und Telkibanya in Ungarn bilden die Hauptfundorte von Feueropal, Vom gemeinen Opal bedient man sich zu Schmuckgegenständen nur der reinsten und farbenschnsten Stücke, Man unterscheidet den weißen Milchopal, den gelben Wachsopal und den apfelgrünen Prasopal, Auch der undurchsichtig braune Jaspopal oder Opaljaspis wird zuweilen berücksichtigt.

Weiters Halbedelsteine stammen aus der weitverbreiteten Familie des Feldspates, Die Mineralogen zerlegen die Feldspate nach der chemischen Zusammensetzung und der Kristallgestalt in mehrere Spezies, von denen hier nur drei, der Adular, Mikroklin und Labradorit, zu erwähnen sind. Der Adular oder Kalifeldspat weist in manchen durchsichtigen Exemplaren muscheliggelichiffen im Inneren einen wogenden bläulichen oder rötlichen Lichtschein auf, der zur Bezeichnung Mond- oder Sonnenstein Anlaß gegeben hat. Auch der Labradorit oder Kalk-Natron-Feldspat erhält durch eine optische Erscheinung seinen Wert als Schmuckstein: er zeigt ein prächtiges Farbenspiel, das dem Farbenwandel im Auge der Pfauenfedern ähnlich ist. Seine Entdeckung erfolgte im Jahr 1775 auf Saint Paul an der Küste von Labrador; seitdem ist er auch in Ingermanland, Finnland, bei Kiew etc. gefunden worden, Vom Mikroklin benutzt man die spangrüne, Amazonenstein genannte Abart.

Der Lasurstein zeichnet sich durch schöne, tiefblaue Färbung aus. Da er aber selbst geschliffen und poliert nur wenig Glanz annimmt, so verarbeitet man ihn zu Mosaikarbeiten und kleineren Schmuckgegenständen, Seine chemischen Bestandteile sind im wesentlichen kieselsame Tonerde verbunden mit schwefelsaurem Kalk und Natron, Am häufigsten erscheint er in Form dichter Massen, die von winzigen gelben Schwefelkristallen durchsetzt sind.

Der Bernstein ist ebenso bemerkenswert durch sein eigentümliches geologisches Vorkommen und seine physikalischen Eigenschaften wie durch die Rolle, die er in der Geschichte der alten Kulturvölker gespielt hat. Er besteht aus Kohlen-, Wasser- und Sauerstoff im Verhältnis von 40:64:4, hat den Härtegrad 2—2,5 und das spezifische Gewicht 1,08, Durch Reiben erhält er Elektrizität und entwickelt dabei einen angenehmen Geruch, Bei höherer Temperatur verbrennt er unter Heller, schwach rußender Flamme: davon ist sein Name abzuleiten (binnen — brennen).

Das hauptsächlichste Herkunftsgebiet des Bernsteins sind die Küstenstriche der Nord- und Ostsee, Von dorthier brachten phönizische Händler den Bernstein in den frühesten Zeiten auf verschiedenerlei Wegen zu den Griechen und Römern, die ihn wegen seines gefälligen Aussehens und wegen seiner merkwürdigen Eigenschaften hoch bewerteten und ihn mit einem förmlichen Kranze voll Märchen und poetischen Verklärungen umgaben. Die Naturforscher der späteren römischen und griechischen Zeit hatten trotzdem die wahre Natur des Bernsteins wohl erkannt, obwohl sie sonst über Edelsteine die sonderbarsten mystischen Anschauungen nicht aufgegeben hatten. So erklärte ihn Aristoteles, Plinius und mancher andere für natürliches, erhärtetes Baumharz, und damit war jene Deutung gegeben, die auch die vorgeschrittene Naturwissenschaft von heute vertritt.

Man weiß gegenwärtig, daß die Konifere *Peuce succinifera* Göpp. und andere Bäume das Harz geliefert haben, durch dessen Fossilisation der Bernstein im Samlande zur Oligozänzeit entstanden ist (vgl. oben, S. 384). Hier tritt an der steilen Nord- und Westküste das braunkohlenführende Mitteloligozän in einer Mächtigkeit von ungefähr 27 m zu Tage, und darunter liegt eine vorwiegend sandige Bildung, die eine 1,26—6,28 m mächtige bläulich gefärbte, sandig-tonige

Schicht, die „Blaue Erde“, enthält. Diese bildet die ursprüngliche Lagerstätte des Bernsteins, den sie in reichlicher Menge mit Haifischzähnen, Meereskonchylien, Holzstücken und anderen organischen Resten gemengt einschließt. Wie sich aus diesen Einschlüssen ergibt, ist die Blaue Erde eine Meeresbildung, in die der Bernstein samt den Holzresten eingeschwemmt wurde. Die eigentliche Bildung des Bernsteins und das Bestehen der Bernsteinwälder muß demnach in eine Epoche des Alttertiärs verlegt werden, die der Bildung der Blauen Erde vorausgeht. Nach v. Dechen dehnt sich im Samland die Blaue Erde mindestens unter einer Oberfläche von 340 qkm aus; die darin enthaltenen Bernsteinvorräte können daher nach unserem Maßstab für geradezu unerschöpflich gelten. Die Blaue Erde gelangt knapp oberhalb des Meeresspiegels oder darunter zum Ausstreichen; an Stellen, wo der zweite Fall eintritt, lösen die den Boden aufwühlenden Fluten den Bernstein aus seiner Lagerstätte. Der Bernstein wird nun vermöge seines geringen Eigengewichts (1,065—1,081) von den Wogen getragen, in flottierende Tangmassen eingehüllt und weit nach Westen hin verschleppt, wo er schließlich am Strand ausgeworfen wird. So wie sich dieser Vorgang in der Gegenwart abspielt, so ging er auch vielfach in den früheren Perioden vor sich. Wir finden daher den Bernstein sowohl in der mitteloligozänen Braunkohlenbildung als auch im Diluvium und Alluvium der benachbarten Küstengegenden aus zweiter, dritter, vierter, fünfter und selbst sechster Lagerstätte. Die Gewinnung des Bernsteins erfolgt im einfachsten Falle durch Aufsammeln am Strande während der Ebbe oder durch Fischen und Schöpfen in Netzen bei hereinbrechender Flut. Bei klarer See wendet man das „Bernsteinstechen“ an, indem man auf Booten ausfährt, den Bernstein am Boden erspäht und hervorzieht. Ferner bedient man sich der Taucherarbeit, während das „Bernsteinreiten“ nur noch selten zur Ausführung kommt. Dampfbaggerei im großen Maßstab wird nur bei Schwarzenort im Kurischen Haff, aber mit Erfolg, betrieben. Überdies gewinnt man den Bernstein am Ausstreichen der Blauen Erde an der samländischen Küste durch Grabung und endlich noch durch bergmännische Arbeiten. Die Menge des alljährlich in Preußen gewonnenen Bernsteins beträgt ungefähr 100.000 kg im Werte von 3 Millionen Reichsmark.

In Europa ist der Bernstein gegenwärtig als Schmuckstein nicht besonders hochgeschätzt; er ist unmodern geworden, während er im klassischen Altertum sehr beliebt war. Dagegen findet er einen lebhaften Absatz in der Türkei, Ägypten, Persien, Japan, China und den Südseeinseln. Außer den Küstenstrichen der Ost- und Nordsee haben auch anderswo Kreide- und Tertiärschichten Bernstein geliefert; doch nur in unbedeutenden Mengen. Praktische Verwendung findet wohl nur der sizilische Bernstein, der im Miozän vorkommt und von den Flüssen, namentlich dem Salso und der Giarretta, ferner am Ufer des Meeres bei Catania ausgewaschen wird. Er zeichnet sich durch seine prächtige rote, blaue, grüne Färbung und schöne bläuliche Fluoreszenz aus, ist jedoch zu selten, um als Handelsartikel ins Gewicht zu fallen. Schwarzen Bernstein findet man im rumänischen Tertiär. Außer zu Schmucksachen und kleineren Geräten dient der Bernstein noch zur Bereitung der Bernsteinsäure, des Bernsteinlackes und zur Darstellung von Räucherware.

Außer dem Bernstein stammt noch ein zweiter Schmuckstein ursprünglich aus dem Pflanzenreich: der Gagat oder Jet. Man bedient sich dieser mattglänzenden, politurfähigen Kohlensorte zur Herstellung von Trauerschmuck. Die Beliebtheit, die der Gagat in kurzer Zeit gewonnen hat, hat es veranlaßt, daß man auch zur Kannelkohle (vgl. oben, S. 565) gegriffen und Nachahmungen aus Glas und Hartgummi hergestellt hat, die zwar viel billiger sind als echter Gagat, aber seine Schönheit kaum erreichen.

[p.650]

Die Bildhauerei- und Ornamentsteine.

Das edelste Material der Bildhauerei ist der Marmor. Unter der Bezeichnung Marmor begreift der Mineraloge jeden Kalkstein, der aus kristallinen Kalkspatkörnern besteht! sind dagegen mit freiem Auge einzelne Kalkspatindividuen nicht erkennbar, so spricht er von dichtem Kalkstein. Diese Unterscheidung ist jedoch sehr grob; denn untersucht man einen „dichten“ Kalkstein im Dünnschliff unter dem Mikroskop, so erweist es sich, daß auch der dichte Kalkstein aus Kalzitkörnern besteht. Überdies finden von den mikrokristallinen, dichten Kalken zu den großkristallinen Kalken alle Übergänge statt. Geht man vom technischen Gesichtspunkt aus, so ist zunächst die Politurfähigkeit entscheidend. Diese hängt vom kristallinen Gefüge ab, und da dieses auch bei den dichten Kalken vorhanden ist, so nehmen auch diese, wofern sie nicht zu viel tonige Bestandteile enthalten, Politur an und dürfen also als Marmor angesprochen werden. Häufig erweitert man übrigens in der Praxis den Begriff Marmor in unbegründeter Weise, indem man ihn auch auf Serpentinbreccien oder organogene Gesteine ausdehnt, wenn sie nur eine ähnliche Verwendung wie der Marmor gestatten und poliert ein gefälliges Aussehen besitzen.

Wie schon bemerkt wurde, ist der großkörnige Kalk durch Metamorphose aus dichtem Kalk hervorgegangen. Häufig erscheint er im kristallinen Schiefergebirge eingelagert; er wird von Gneis und Glimmerschiefer umgeben und geht in diese unter Bildung von Cipolin und Kalkglimmerschiefer über. Da, wo dichte Kalke von Eruptivgesteinen durchbrochen werden, erfahren sie ebenfalls häufig eine Umwandlung in Marmor. Dieselbe Wirkung kann da zu Tage treten, wo infolge der Gebirgsbildung mächtige Druckwirkungen frei wurden, wie an der Grenze von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Nirgends treten uns die metamorphischen Erscheinungen in großartigeren Zügen entgegen als in der allklassischen Heimat des Marmors, in Griechenland und Italien. In Griechenland erscheinen die Marmore namentlich im Osten des Landes und auf den Kykladischen Inseln. Mächtige, oft wohlgeschichtete Einlagerungen im kristallinen Schiefer bildend oder auf diesen aufruhend, werden sie von vielen Geologen als metamorphosierte Kalke der Kreideformation angesprochen. Die erste Stelle räumte man im Altertum dem Marmor der Insel Paros ein; man schätzte ihn als Statuenmarmor namentlich wegen seines gleichmäßig feinen Kornes und seines warmen, gelblichen Tones. Heute bricht man auf Paros einen ziemlich großkörnigen Marmor, der einen kalt anmutenden Stich ins Bläuliche besitzt und daher als Bildhauer-marmor nicht zu empfehlen ist. Nächst dem parischen war im Altertum namentlich der pentelische Marmor mit seinem goldschimmernden Tone berühmt. Er lieferte das Material zu den Propyläen, den Bauwerken der Akropolis, dem Theseion, dem Tempel des Zeus Olympios. Neben dem parischen und pentelischen verwendeten die Griechen auch den Marmor des Hymettos, des Lauriongebirges und der Inseln Skiathos, Andros, Naxos und Tenos. Von Euböa stammt der karystische Marmor, ein von grünlichen Adern durchzogener Stein, der besonders bei den Römern viel Anklang gefunden hat.

In Italien kam der jetzt so berühmte Marmor von Carrara in den Apuanischen Alpen erst zur römischen Kaiserzeit in Aufnahme. Aus diesem herrlichen Material gefertigt ist zum Beispiel der

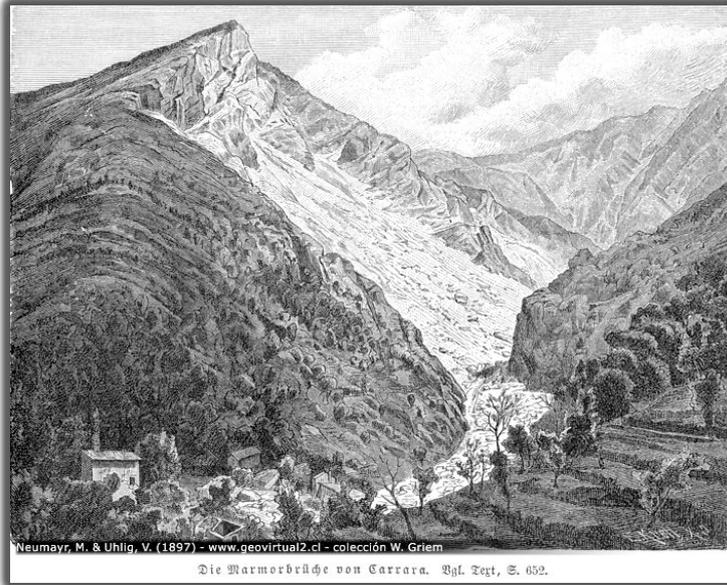


Abb. 64: Die Marmorbänke von Carrara.

Länge von 9—16, einer Breite von 3 — 4 km auf und bestehen aus drei Gruppen. Die oberste ist eine Wechsellagerung von Cipolin, glimmerreichem Sandstein, die kleine Marmorlinsen und Kalke mit Krinoiden und kleinen Ammoniten birgt; dann folgt der eigentliche Marmor und kristallinischer Dolomit, ungefähr 1000 m mächtig, und endlich kommen graue, kompakte oder Breccien-förmige, zuweilen Fossile führende Kalke (grezzoni).

Unter den kanarischen Marmoren unterscheidet man im allgemeinen zwei Gruppen: die hellen Sorten bilden den Chiaro, die dunkeln den Bardiglio. Unter den hellen ist die kostbarste Sorte der Statuario, der eigentliche Statuen-Marmor, der durch sein zuckerkörniges, gleichmäßiges Gefüge, blendende Weiße, unvergleichliche Politurfähigkeit, lebhaften, wachsartigen Glanz und mäßige Härte das Ideal der Statuen-Marmore bildet. Der echte Statuario ist auch in Carrara ein kostbares Material, da er in höchster Reinheit nur in einzelnen Linsen vorkommt, die von weniger reinem, fleckigem, Pyrit und Quarzkristalle enthaltendem Marmor umgeben werden; daher beteiligt er sich nur mit etwa 5 Prozent an der Gesamtproduktion von Carrara.

Die Hauptmasse des gewöhnlichen Bildhauermaterials liefert der Bianco chiaro, der ein gröberes Korn besitzt und nicht so schön weiß ist wie der Statuario, aber den Einflüssen der Witterung besser Widerstand leistet. Die grau gestreiften und geaderten Sorten, die meist nur zu Tafeln, Säulen, Platten, Kaminen und dergleichen verwendet werden, gehen über in die dunkeln Sorten des Bardiglio. Großer Beliebtheit erfreuen sich der bunten Farben wegen die Marmorbreccien, so der pfirsichfarbene bis violette Mischio di Serravezza, der weiße, mit gelben, braunen und schwarzen Adern durchflamte Pavonazzo etc..

Der Hauptsitz der apuanischen Marmorindustrie ist Carrara; seit 1836 ist auch Massa di Carrara und etwas später Serravezza hinzugetreten. Manche Steinbrüche datieren noch aus der Römerzeit. Infolge des vieljährigen Betriebes sammeln sich in den Steinbrüchen riesige Schutthalde an, die oft zum Verlassen eines Bruches zwingen, auch wenn sein Marmorreichtum noch nicht erschöpft ist (s. Abbildung 64). Mehr als 2000 Jahre dauert schon die Marmorgewinnung bei Carrara, und doch sind die natürlichen Vorräte von diesem herrlichen Material noch weit entfernt davon, merklich verringert zu sein. An den alten Produktionsstellen ist nur die Oberfläche angeritzt, und die unzugänglicheren Partien tiefer im Gebirge sind vielfach noch ganz unberührt.

Seit längerer Zeit ist die Gewinnung im steten Wachsen begriffen, und der Wert der jährlichen Ausfuhr betrug in den letzten Jahren etwa 13 Millionen Mark.

Vollkristallinische Marmore von geringerem Werte bieten sich fast allenthalben dar, wo das kristallinische Schiefergebirge eine größere Ausdehnung besitzt. Sie werden zumeist für ornamentale Zwecke verwendet; nur der Tiroler Marmor von Laas und Schlanders im Vintschgau ist in neuerer Zeit auch zu statuarischen Arbeiten in Aufnahme gekommen. Die dichten Marmore haben meist eine geringere Härte und Politurfähigkeit und namentlich geringere Widerstandsfähigkeit gegen die Einwirkung der Atmosphäre als die großkristallinischen. Die bunten Farben und die Mannigfaltigkeit der Zeichnung, deren Reiz durch eingeschlossene Versteinerungen häufig noch erhöht wird, bedingen die Beliebtheit der dichten Marmore, deren einzelne Vorkommnisse so zahlreich sind, daß es unmöglich ist, hier auf Einzelheiten einzugehen. Ihrem geologischen Alter nach gehöret: sic meist den paläozoischen und mesozoischen, seltener den känozoischen Formationen an.

Dasselbe Land, das den schönsten Stein für die erhabene Skulptur bietet, schenkt auch der Bildhauerei des kleinen Stils den passendsten Rohstoff, den weichen, feinkörnigen Alabaster (Gips). Obwohl auch von vielen anderen Punkten bekannt, findet sich doch der Alabaster nirgends so rein und schön wie im oberen Miozän des Marmolajotals bei Volterra in Toskana. Nächst dem toskanischen ist besonders der sizilische Alabaster und der Gips von Montmartre bei Paris beliebt.

Als ornamentales Material darf der vorherrschend grün gefärbte, rötlich, braun oder schwarz geäderte oder geflammte Serpentin nicht übergangen werden. Schon im Altertum war er berühmt, und in der Gegenwart formt man ihn zu Vasen, Schalen, Säulen, selbst Statuen und einer Unzahl kleiner dekorativer Gegenstände. Die bekanntesten Sorten sind die italienischen: der Verde di Sussa, Verde di Prato (grün mit weißen und roten Adern), Serpentino ner'antico, Nero di Prato (schwarzgrün mit roten Adern). Lebhaft wird die Serpentinindustrie in Zöblitz in Sachsen und in Epinal in Frankreich betrieben, und auch in anderen Gegenden findet eine mehr oder minder ausgedehnte Serpentinengewinnung statt. Geologisch erscheint der Serpentin, ein wasserhaltiges Magnesiumsilikat, teils als Einlagerung im kristallinischen Schiefergebirge, teils durchbricht er in Stock- und Gangform verschiedene Formationen; er dürfte zumeist nicht als ursprüngliches Gebilde, sondern als Umwandlungsprodukt nach Oligingesteinen zu betrachten sein.

Mit dem Serpentin ist ein anderes zu Schnitzarbeiten verwendetes Mineral, der Meerscham, chemisch nahe verwandt. Auch der Meerscham ist ein wasserhaltiges Magnesiumsilikat, seine physikalischen Eigenschaften weichen aber von denen des Serpentin weit ab. Er bildet eine grau gefärbte, knollige, derbe, erdige Masse, die sich fettig anfühlt und an der Zunge haftet. Man verarbeitet ihn zu Pfeifenköpfen, Zigarrenspitzen und dergleichen. Im Altertum scheint man daraus die kostbaren „samischen Gefäße“ geformt zu haben. Die bekanntesten Fundorte von Meerscham sind Hrubschitz in Mähren und die Ebene von Eski-Sher in Kleinasien, Dort ist er an Serpentin gebunden, hier findet er sich angeblich lose in jungen sedimentären Bildungen, Andere Magnesiumsilikate werden in geringem Maße zu kleinen Bild- und Schnitzwerken verarbeitet, z. B. der Steatit; der Agalmatolith ist in einer blaßgrünen Varietät namentlich in China beliebt, Wie der Agalmatolith ist auch der Nephrit und der ihm nahe verwandte Jadeit ein vorwiegend orientalischer Schmuck- und Bildstein, Der Nephrit ist ein lauchgrünes, splitteriges, derbes und ungemün zähes Magnesiakalksilikat, das namentlich in Neuseeland, China, Turkistan, Tibet und Sibirien vorkommt. Im Orient benutzt man ihn zu verschiedenen kleinen Bildhauerarbeiten, Degengriffen, Siegelsteinen und dergleichen, und die Neuseeländer verwenden ihn zu Waffen und als

Beilstein, ähnlich wie unsere Vorfahren den Feuerstein, Im Altertums trug man den Nephrit namentlich als Amulett, Geschätzt war dieses Mineral in Europa im 18. Jahrhundert als Material für verschiedene Kunstgegenstände, während es jetzt wenig verwendet wird. Ist es daher gegenwärtig in technischer Hinsicht wenig belangreich, so ist das wissenschaftliche Interesse, das sich an dieses Mineral knüpft, um so größer. Man findet nämlich den Nephrit nicht selten auf prähistorischen Kulturstätten Europas, war aber lange nicht im stande, ihn in diesem Weltteil anstehend im Gebirge nachzuweisen, Waren nun die Nephrite der prähistorischen Kulturgebiete aus dem fernen Osten eingeführt oder eingehandelt oder in Europa selbst von seither verschollenen Fundstätten gewonnen worden? In neuerer Zeit ist es gelungen, in Europa anstehenden Nephrit aufzufinden: zu Jordansmühle in Oberschlesien, Nunmehr liegt die Möglichkeit vor, daß auch in anderen Gegenden ähnliche Funde glücken werden, die die Annahme einer prähistorischen Einfuhr dieses merkwürdigen Minerals aus dem fernen Osten überflüssig machen werden.

Zu Mosaikarbeiten eignen sich neben manchen Halbedelsteinen in trefflicher Weise der grüne Malachit und die dichten oolithischen oder gestreiften kalkigen Absätze von Mineralquellen, die man als Erbsen- und Sprudelsteine zu bezeichnen pflegt, Der Malachit bildet ein prächtig grün gefärbtes, strahlig-schalig zusammengesetztes Mineral, das aus wasserhaltigem Kupferkarbonat besteht und aus vielen Kupfererzlagerstätten vorkommt. Nirgends findet er sich in so großen und reinen Stücken vor wie im Ural, dessen reiche Kupferlagerstätten prachtvolles Material nicht nur für Mosaikarbeiten, sondern auch für Vasen, Schalen, Tischplatten und dergleichen liefern. Unter den Erbsensteinen ist wohl am bekanntesten der von Karlsbad, unter den faserig-schaligen, kalkigen Quellbildungen der „Onyxmarmor“, fälschlich „ägyptischer Alabaster“ genannt, Dieses prächtige, hellgelbliche Gestein war im Altertum sehr beliebt; in neuerer Zeit wurden die alten Brüche von Beni Sues und Siut in Ägypten wieder aufgefunden und in Betrieb gesetzt. Ähnliche Onyxmarmore kommen auch von Oran und Mexiko,

Ebenso zahlreich wie die Stoffe der Bildhauerei und Ornamentik sind die Gesteine, die für die Monumentalarchitektur verwendet werden. Das vornehmste und wichtigste bildet der Granit. An Festigkeit, Tragfähigkeit, Wetterbeständigkeit und Politurfähigkeit steht er unübertroffen da, und in Bezug auf die Schönheit der Farben und der Zeichnung kann er sich mit vielen anderen Gesteinen messen. Zu Sockeln, Säulen, Obelisken, Portalen, Gedenktafeln und dergleichen verwendet man daher mit Vorliebe dieses Gestein wie auch den naheverwandten Syenit und Diorit, Durch lebhaft rote bis kastanienbraune Färbung zeichnen sich die Porphyre und Porphyrite aus, die namentlich im Altertum geschätzt waren. Man verarbeitete den Porphyr, namentlich den Porfido rosso antico, der am Dschebel Dokhan in Ägypten gebrochen wurde, nicht nur zu Säulen und Sockeln, sondern auch zu großen Schalen von einigen Metern im Durchmesser, die noch heute unsere Bewunderung erregen. Auch gewisse Varietäten des jung-eruptiven Trachyts können an Stelle des Granits und Porphyrs mit Erfolg verwendet werden.

[p.654]

Die Bausteine und Baustoffe.

War schon die Menge der zur Bildhauerei und Monumentalarchitektur geeigneten Gesteine groß, so ist die Reihe der Bausteine fast unbegrenzt. Denn jede Gebirgsart, die nur genügende Härte und Wetterfestigkeit besitzt und Stücke von erforderlicher Größe liefert, kann im allgemeinen als Baustein benutzt werden. Man wird also sowohl die sedimentären Gesteine als die kristallinen Schiefer und die Massengesteine in die Kategorie der Bausteine einzureihen

haben. Unter gewissen Verhältnissen können sogar solche Stoffe als Bausteine dienen, die man gewöhnlich nicht als solche betrachtet. So baut man in den regenlosen Gegenden der Sahara Häuser aus Soda und Gips, in der regenarmen Salzkette Ostindiens aus Steinsalz (s. Abbildung, S. 549). Hat man die Herstellung von Quadern und Werksteinen im Auge, so nimmt man auch auf die Formbarkeit Rücksicht. Und handelt es sich um architektonische Bauwerke, so fällt auch die Schönheit des Materials in die Waagschale. Je nach dem Bauzweck wird man daher der Festigkeit, Tragfähigkeit, Dauerhaftigkeit, Formbarkeit oder Schönheit in verschiedenem Grade Rechnung tragen

Nächst den Bausteinen kommen als Baustoffe die Mörtel oder Zemente in Betracht. Gegenwärtig unterscheiden wir je nach dem Elemente, worin der Mörtel erhärten und seine Bindefähigkeit erweisen soll, Luft-, Wasser- und feuerfeste Mörtel. Als Grundlage für die Mörtelbereitung dient vorwiegend der kohlen saure Kalk, dann auch Dolomit, Magnesit und Gips. Enthält ein Kalkgestein auch Kieselsäure, Tonerde und Eisenoxyd in gewissen Mengen, so eignet es sich zur Darstellung von hydraulischem oder Wassermörtel, Roman- oder Portland-Zement. Ist das notwendige Mischungsverhältnis von Kalk, Tonerde und Silikat nicht schon von Natur aus in einem Gesteine gegeben, so kann es durch Mengung mehrerer Gesteine künstlich erzielt werden. Als mechanischen Zusatz zur Mörtelbereitung verwendet man verschiedene kieselige und tonerdehaltige Gesteine, namentlich vulkanischen Tuff und Sand. Zementmergel, die schon von Natur aus die richtige chemische Zusammensetzung haben, um gute hydraulische Mörtel abzugeben, sind ziemlich selten; die übrigen zur Mörtelbereitung notwendigen Rohmaterialien dagegen sind allgemein verbreitet. Als Feuermörtel endlich bedient man sich gewisser Sorten von feuerfestem Ton.

Unter den Kunststeinen, die im Bauwesen eine hervorragende Rolle spielen, sind zunächst die Back- oder Ziegelsteine zu nennen. Den Rohstoff hierzu bildet der gemeine Töpferthon des Diluviums und der Tertiärformation. Tone älterer Formationen kommen hierzu nur ausnahmsweise in Betracht. Eine zweite Gruppe von Kunststeinen hat die bindenden Eigenschaften des Asphalt-, Zement- und Gipsmörtels zur Grundlage. Asphalt dient, gemengt mit Sand- und Kalkmehl, als wasserdichter Überzug von Wänden und Dächern; gemengt mit Steinchen und Sand bildet er ein treffliches Pflastermaterial. Durch Mengung von Steinbrocken mit hydraulischem Zement erhält man Beton, eine Masse, die zur Herstellung von Kunststeinen durch Guß befähigt ist. Auf diese Weise erzeugt man Steine von bedeutender Größe und beliebiger Form.

Die Fähigkeit des Gipsmörtels, Politur anzunehmen, hat zur Stucco-Industrie und zur Erzeugung von Marmorsurrogaten geführt. Der künstliche oder Stuck-Marmor besteht im wesentlichen aus 80 Teilen Alabaster- und 20 Teilen Kalkmörtel nebst einem Zusatz von Leim und Farbstoff. Dieser Masse teilt man je nach Bedarf und Wunsch kleine Marmorsteinchen mit und erhält so ein festes, politurfähiges Gebilde, das, gut ausgeführt, an Schönheit manchem echten Marmor nicht nachsteht.

Zur Dachbedeckung taugen solche Gesteine, die mit Dünnplattigkeit hochgradige Festigkeit verbinden. Es sind dies die Dachschiefer, die namentlich den paläozoischen und archaischen Formationen angehören. Aus dem archaischen Gebirge stammen die sächsischen Dachschiefer, aus dem Silur die des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, des Thüringer Waldes, der Ardennen, der Bretagne, aus der Devonformation die rheinischen und Harzer Dachschiefer, aus der Kulmstufe die mährisch-schlesischen. Die altberühmten englischen Dachschiefer bilden ein Glied der kambrischen Formation. Schiefer jüngerer Formationen haben nur ausnahmsweise die nötige Härte, wie die eozänen Glarner Schiefer der Schweizer Alpen.

Beim Straßenbau gebraucht man Gesteine teils als Beschüttungs- oder Schottermaterial, teils als Pflastermaterial. Bei jenem kommt es auf Härte und Unzersetzbarkeit durch Atmosphärenteilchen, verbunden mit leichter Zerklüftung oder Zersplitterung, an. Diese Eigenschaften finden sich vornehmlich bei kristallinen Massen, aber auch bei manchen Sedimentärgesteinen vor, namentlich Kieselschiefer, Quarzit und Hornsteinfels. Beschüttungsmaterial von geringerer Güte liefern die Kalk- und Sandsteine, Schiefer und Schotter. Als Pflastersteine gebraucht man mit Vorteil harte, aber nicht splitterige, sondern womöglich kubisch brechende, rauhe Gebirgsarten, während zu Trottoirplatten die mehr plattenförmig abgesonderten, kristallinen Schiefer oder harte, dünnbankig geschichtete Sedimentärgesteine, wie manche Sandsteine und schieferige Kalkgesteine geeignet erscheinen. Säulenförmig abgesonderte Gesteine (viele Basalte) geben natürliche Abweiser-, Prell- und Geländersteine.



[p.655]

Die Mahl- und Schleifsteine, Poliermittel und lithographischen Steine.

Nur außerordentlich feste und harte Gesteine, die in großen Blöcken brechen, lasten ihre Verwendung zum Zerkleinern von Getreide, Ölfrüchten und Gips zu. Obwohl diese Vereinigung von Eigenschaften bei manchen Gesteinen Vorkommen kann, sind doch Mühlsteine, die nach jeder Richtung den gestellten Anforderungen entsprechen, nicht allzu häufig und bilden daher einen geschätzten Handelsartikel. Man verwendet dazu teils Gesteine sedimentärer Entstehung, teils kristallinische Gesteine, wie den Granit im Harz, den Porphyry und Porphyrtuff aus Krawinkel in Thüringen, basaltische Lava aus Andernach, Niedermendig und Mayen (rheinische Mühlsteine), Lava vom Ätna, der Auvergne, Trachyte und Rhyolithe aus Hlinik bei Schemnitz in Ungarn. Hervorzuheben sind manche poröse Süßwasserquarze der Tertiärformation („Burrsteine“), darunter die berühmten Mühlsteine von La Ferte sous Jouarre im Pariser Becken; vorzügliche Mahlsteine liefern auch viele Breccien und Puddingsteine, wie die diluviale und tertiäre Nagelfluh der Nordalpen, und häufig kommen auch Quarzite und Sandsteine, namentlich der paläozoischen Formation, in Verwendung. Harte und zugleich feinkörnige oder dichte Gesteine bieten das passende Material für Schleifsteine; am häufigsten feinkörnige Sandsteine, die in allen Formationen Vorkommen können. Harte, dichte Gesteine von gleichförmig feinem Gefüge, wie gewisse Schiefer der paläozoischen und archaischen Formationen, oder die schieferigen Kieselkalke der Juraformation ergeben gute Wetzsteine.

Als Poliermittel dienen Gesteine von großer, den Härtegrad 7 (Quarzhärte) erreichender oder noch übertreffender Härte, die feinsandig oder staubförmig zerkleinert werden können, wie Quarzsand, Granat und sein Gemenge mit Magnetit und namentlich der rohe Korund oder Schmirgel (Al_2O_3 , Härtegrad 9). Der größte Teil des Schmirgels kommt von der griechischen Insel Naxos. Im körnigen Kalk oder Marmor erscheinen hier die Schmirgelpartien nesterweise eingeschlossen und bestehen nicht aus reinem Korund, sondern einem von Glimmer durchwachsenen, innigen Gemenge von Korund und Magnetit. Außer Naxos sind auch einige andere griechische Inseln und Kleinasien durch Schmirgelvorkommnisse ausgezeichnet. Am Ochsenkopf bei Schwarzenberg im sächsischen Erzgebirge kommt Schmirgel auf einem Lager im Ton- und Glimmerschiefer, bei Eibenstock im Hornblendeschiefer vor. Zum Polieren und Schleifen des Diamants und anderer Edelsteine dient das Diamantpulver oder Bort. Vielfach wird der Bimsstein von Lipari als Poliermittel benutzt. Die beiden Berge Pilato und Chirica am Nordende der Insel bestehen ganz aus diesem eigentümlichen, schaumig erstarrten, vulkanischen Glase, von dem aber nur die reinen, von ausgeschiedenen Kristallen ganz freien Stücke zum Glätten tauglich sind. Den Übergang von den härteren Polirstoffen zu den feineren Glättungsmitteln bildet die Diatomeenerde, Kieselgur oder Tripel: ein schneeweißes Pulver, das aus lauter feinen, mikroskopischen Schälchen von Kieselalgen besteht und an manchen Orten mächtige Ablagerungen im Tertiär und im Diluvium zusammensetzt. Man kennt derartige Bildungen in der Lüneburger Heide, in Berlin, in Eger, Franzensbad und Bilm in Böhmen, bei Kassel, in Santafiore in Italien, Richmond in Virginia, Degernfors in Schweden etc. Zu den weicheren Glättungsmitteln gehören die Kreide, der Talk und Speckstein (Taufstein). Die beiden letzten Minerale, ihrer chemischen Natur nach wesentlich wasserhaltige Verbindungen von Bittererde und Kieselsäure, haben eine so hochgradige Mildheit, daß sie auch zur Verminderung der Reibung bei Maschinen benutzt werden.

Die Jurabildungen der Schwäbischen und Fränkischen Alb schließen mit der Schichtgruppe der Plattenkalke ab, deren Reichtum an merkwürdigen Versteinerungen seit langem berühmt ist. Gewisse Lagen der Plattenkalke, die durch ein überaus feines und vollkommen gleichmäßiges Korn ausgezeichnet sind, eignen sich zu lithographischen Steinen, die ungleichmäßigeren Schichten können nur zu Dachplatten und Pflastersteinen benutzt werden oder sind ganz wertlos. Das Verhältnis ist so, daß nur ungefähr zwei Fünftel der Gesamtmasse der Plattenkalke technisch verwendbar sind, und davon wieder nur ein Sechstel zur Lithographie. Die wichtigsten Brüche liegen in der Fränkischen Alb in Solnhofen, Langenaltheim, Mörsheim und Mühlheim, in Württemberg in Nusplingen und Kolbingen. Lithographische Steine geringerer Qualität kommen in geringerer Menge auch in anderen Lokalitäten vor, wie in Cirin und Villebois (Aindepartement) und bei Verdun (Maasdepartement), bei Solothurn (Schweiz), in Portland (Südengland), bei Puerto Principe (Insel Cuba) und an mehreren Punkten Nordamerikas. Die ökonomisch-technische Bedeutung dieser Vorkommnisse ist jedoch ganz untergeordnet; denn den weitaus überwiegenden Teil des Weltbedarfes an lithographischen Steinen decken die Brüche der Fränkischen Alb.

Gewisse Varietäten des Dachschiefers können auch als Tafelschiefer und zur Herstellung von Griffeln verwendet werden. Trotz ihrer geringen Bedeutung verdient die darauf beruhende Industrie hier erwähnt zu werden.

[p.656]

Die mineralischen Düngemittel.

Die Ackerkrume enthält nicht überall jene mineralischen Bestandteile in genügendem Maße, die für die Vegetation im allgemeinen oder für gewisse Pflanzen notwendig sind. Ferner kann auch ein ursprünglich fruchtbarer Boden erschöpft werden, wenn durch intensive, vieljährige Bewirtschaftung eine fortwährende Entnahme von Nährstoffen erfolgte. Diesem Mangel sucht man durch künstliche Zufuhr der fehlenden Mineralstoffe, durch Minereraldüngung, zu begegnen. Unter den Mineraldüngern findet keiner häufigere Verwendung als der gebrannte Kalk, da er seiner weiten Verbreitung und Billigkeit wegen allgemein zugänglich ist. An Stelle von Kalkstein macht man je nach den örtlichen Verhältnissen wohl auch von Dolomit oder Mergel Gebrauch.

Beschränkter ist schon die Benutzung von wasserhaltigem und wasserfreiem Kalksulfat, Gips und Anhydrit, weil sich das Kalksulfat nur für gewisse Bodenarten und Pflanzen eignet und in geringerer Verbreitung vorkommt als der Kalkstein. Der Gips erscheint in der Natur unter ähnlichen geologischen Verhältnissen wie das Steinsalz: er ist dessen steter Begleiter, kommt aber auch unabhängig von ihm vor. Für Deutschland haben namentlich jene zahlreichen Lager Bedeutung, die sich in verschiedenen Horizonten der weitverbreiteten Trias- und der Dyasformation einstellen. Wie der Gips, können auch das Salz und die Abfälle von Salinen als Düngemittel benutzt werden. Eine wichtigere Rolle als Mineraldünger spielen jedoch die Kalisalze von Staßfurt (vgl. oben, S. 554). Als wirksamer Kalidünger findet ferner der vorwiegend aus Glaukonit bestehende, 6—7 Prozent Kali enthaltende Grünsand der Kreideformation im Unionsstaat New Jersey ziemlich ausgedehnte Verwendung.

Eine fernere Gruppe von mineralischen Düngstoffen bilden die stickstoffhaltigen, wie Natronsalpeter und Ammoniak. Statt des ersten würde sich der Landwirt lieber des Kalisalpers

bedienen, da er dadurch zwei für den Boden höchst wichtige Stoffe gleichzeitig zuführen könnte, nämlich Kalium und Stickstoff, wenn nicht der hohe Preis des Kalisalpers seiner allgemeineren Anwendung im Wege stünde. Der Natronsalpeter dagegen, der in Peru und Chile mächtige Lager zusammensetzt (vgl. unten, S. 666), ist billig genug, um als Düngmittel dienen zu können. Die zur Mineraldüngung verwendeten Ammoniakverbindungen erhält man zumeist als Nebenprodukt der Gasfabrikation aus Braun- und Steinkohle.

Die letzte Gruppe von Mineraldüngstoffen umfaßt die Kalkphosphate, Phosphorite und Apatits. Sie sind dazu bestimmt, den Entgang an Phosphorsäure zu decken, die namentlich durch die Körnerfrüchte dem Boden entzogen wird. In reiner Mineralform besteht der Apatit aus Kalkphosphat mit Chlor- und Fluorgehalt und kristallisiert in farblosen oder lichtgefärbten, hexagonalen, flächenreichen Säulen oder Tafeln. Gewöhnlich erscheint er aber als Phosphorit in dichten, faserigen oder körnigen Massen und enthält nicht selten Beimengungen anderer Verbindungen, wie von Kalkkarbonat (z. B. im Staffelit von Staffel bei Limburg a. d. Lahn). Der Phosphorit hat oft die Form von gerundeten, kugeligen oder nierenförmigen Knollen (s. obenstehende Abbildung) von Nuß- bis Faustgröße und darüber, mit dichter oder strahliger Textur und grauer Färbung. Derartige Knollen kommen bald regellos im Gesteine zerstreut, bald lagenweise geordnet vor; dann sind

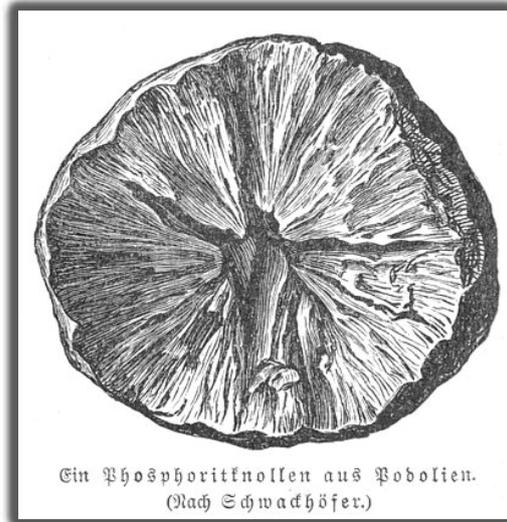


Abb. 65: Phosphoritknollen

sie zuweilen von Bruchstücken von Fisch- und Reptilknochen und Muschelschalen begleitet und dürfen ihrer Entstehung nach bestimmt auf ehemalige organische Substanz zurückgeführt werden. Häufig, doch nicht immer, stellen derartige Knollen nichts anderes als Koprolithen, fossile Reste von Wirbeltierexkrementen, vor.

Phosphorite solcher Art beutet man schon seit längerer Zeit in den mittleren und oberen Kreidetagen Englands aus; man kennt sie aus dem Lias von Nord- und Mitteleuropa, aus dem Fränkischen Jura, aus der mittleren und oberen Kreide Nordfrankreichs, namentlich der Ardennen, aus der Kreide von Böhmen, aus dem Untersilur Kanadas und aus dem Eozän von Südcarolina. In dem Silur von Russisch- und Österreichisch-Podolien haben die Phosphorite nachherige Umlagerungen erfahren; sie wurden ausgewaschen und in jüngere, kretazische und diluviale Bildungen eingeschlossen. Ausgedehnt und reichhaltig sind die Phosphorit-Lagerstätten von Mittelrußland in den Gouvernements Kursk, Woronesh und Simbirsk. Nach Jerinow nehmen die bisher als apatitführend erkannten Gebiete eine Fläche von 20 Millionen Hektar ein, und ihr Apatitgehalt würde hinreichen, halb Europa mit einem Apatitpflaster zu versehen. Die phosphoritreichen Lagen schalten sich dort in den sandigen Schichten der oberen Kreide ein, bestehen zur Hälfte aus Kalkphosphat mit etwas Kalkkarbonat und Fluorcalcium und werden von organischen Resten begleitet.

Ganz verschieden von diesen Lagerstätten sind die Phosphorit-vorkommnisse im Wiesbadenschen und in Westfalen. Das erste ist dadurch bemerkenswert, daß es an Eisen- und Manganerzlager geknüpft ist, die im devonischen Eifelkalk und Schalstem aussetzen. Der Phosphorit, der an vielen Orten lebhaft abgebaut wird, erscheint hier gemengt mit kohlensaurem und schwefelsaurem Kalk und Magnesia, birgt auch Spuren von Jod und Brom (Staffelit). Das zweite

Vorkommen gehört dem Steinkohlengebirge der Ruhrgegend an, wo Lager eines eisenhaltigen Schiefertones auftreten, der einen Phosphorsäuregehalt von 12 — 31 Prozent aufweist.

Wieder ein anderes Bild bieten die Phosphoritablagerungen dar, die auf dem jurassischen Kalkplateau von Quercy (Departements Lot, Tarn-et-Garonne, l'Aveyron) zerstreut aufgefunden wurden. Hier ist der Phosphorit bald in schmalen, gangförmigen Spalten, bald in Taschen eingelagert, die bis zu 35 m im Durchmesser stark und unregelmäßig in den jurassischen Kalkstein des Plateaus eingesenkt sind. Die Taschenausfüllungen enthalten überaus zahlreiche, wohlerhaltene Säugetierknochen der älteren Tertiärzeit, die man jedoch wohl nicht als die Urheber des Phosphorgehaltes ansehen darf. Der Experimentalgeolog Daubree hat es nämlich wahrscheinlich gemacht, daß die Phosphorite von Quercy als Niederschläge in Phosphor- und kalkhaltigen Quellen entstanden sind und der Reichtum an Fossilien nur daher rührt, daß viele der damaligen Tiere, die wie die meisten Säuger Mineralquellen gern ausgesucht haben dürften, in den Quellen verunglückten und in ihren Absätzen eingeschlossen wurden.

Den letzten Typus endlich bilden die Phosphoritlagerstätten in Kanada, die bei Logrosan und Truxillo in der spanischen Provinz Estremadura, deren Fortsetzung bei Portalegre in Portugal und Marvao und endlich die zwischen Langesund und Östre-Risör im Süden Norwegens. Der Apatit erscheint hier in Gangform im kristallinen Schiefer. Im südlichen Norwegen sind die Apatit-Gänge bis zu 1 m mächtig, haben eine kurze Erstreckung, wiederholen sich aber an vielen Punkten. Als Begleiter des Apatits treten in Norwegen Glimmer, Hornblende, Rutil und Titanisen, in Spanien Quarz und Eisenverbindungen auf.

Die Phosphorit-Industrie ist eine Schöpfung der neueren Zeit. Die ersten Versuche wurden im Jahre 1848 in England gemacht. Bald darauf entwickelte sich auf diesem Gebiete nicht nur in England, sondern auch in Frankreich und Deutschland eine so rege Tätigkeit, daß gegenwärtig die Erzeugung von Kunstdünger-Superphosphat aus Phosphorit einen wichtigen Zweig der chemischen Großindustrie bildet. Da der Bedarf an Phosphorit in fortwährender Steigerung begriffen ist, so sucht man allenthalben nach neuen Lagerstätten dieses wertvollen Minerals, und damit vermehrt sich zusehends die Zahl der Ausbeuteten Vorkommnisse.

Als wirksames Düngemittel gilt der im wesentlichen aus einer Anhäufung von Vogelekcrementen bestehende Guano. Er hat jedoch ein so junges geologisches Alter, daß er kaum als subfossil und daher besser als animalischer denn als mineralischer Düngstoff zu betrachten ist.

[p.658]

Die Erden.

Innerhalb der Gruppe Erden, die geologisch und mineralogisch sehr verschiedene Mineralgebilde umfaßt, sind hauptsächlich drei Kategorien zu unterscheiden: Erden, die im Dienste der Keramik stehen, solche, die zu feuerfesten Gegenständen Verwendung finden, und endlich die Farberden. Eine vierte Abteilung, die der Walkerde, ist von untergeordneter Bedeutung.

Überall, wo feldspatreiche Gesteine, wie Granite, Porphyre, Trachyte und Gneise, anstehen, bildet sich durch die Verwitterung des Feldspats eine Reihe von tonigerdigen Substanzen, die im wesentlichen aus wasserhaltiger, kieselsaurer Tonerde bestehen und so nahe miteinander

verwandt sind, daß man sie als Kaolinite zu einer Mineralgruppe zusammenfassen muß. In den Gesteinsarten, die durch Verwitterung die Tonsubstanzen hervorbringen, ist der Feldspat stets mit anderen Mineralen verbunden, die zum Teil gar nicht verwittern, wie der Quarz, zum Teil sehr schwer zerfallen und bei ihrer endlichen Zersetzung neben Tonen freie Kieselsäure, Kalkkarbonat, Magnesia- und Eisenverbindungen liefern. Infolgedessen erscheinen die Kaolinite häufig durch einzelne unzersetzte Splitter von Quarz oder Glimmer, selbst Feldspat mechanisch verunreinigt und enthalten außerdem die aus dem Zerfall der nicht feldspatigen Bestandteile frei gewordenen Verbindungen. Nur selten bleiben die tonigen Zersetzungsprodukte aus der Mutterfelsart liegen. Meist werden sie durch fließendes Wasser abgeschwemmt und bald in geringerer Entfernung wieder abgelagert, bald weit von ihrem Ursprungsort in Landseen oder in, Meere niedergelegt und zur Bildung sedimentärer Gesteine verwendet. So verwandt auch die Kaolinite untereinander sind, so kann es dennoch bei der ursprünglichen Verschiedenheit ihrer Muttergesteine und Mannigfaltigkeit der Schicksale, denen diese Zersetzungsprodukte durch mehrfache Umlagerungen unterworfen sind, nicht wundernehmen, daß sie im einzelnen eine sehr wechselvolle Zusammensetzung und Beschaffenheit haben. Unter den vielen Kaoliniten nehmen jene Substanzen die größte wirtschaftliche und technische Bedeutung in Anspruch, die im reinen Zustand aus 47 Kieselsäure, 39,2 Tonerde und 13,7 Wasser nach der Formel $Al_2O_3 \cdot SiO_2 + 2H_2O$ zusammengesetzt sind. Sie bedingen zumeist die Fruchtbarkeit der Ackerkrume. Unter ihnen lassen sich hauptsächlich drei Abarten unterscheiden, die Porzellanerde oder Kaolin, der Pfeifenthon oder die Walkerde und der gemeine oder Töpferthon.

Das Kaolin bildet im reinen Zustand eine weiß gefärbte Erde, die frei ist von kieselsauren Alkalien und Eisenoxyd. Die Bedingungen für seine Bildung werden demnach da gegeben sein, wo bei der Zersetzung der Muttergesteine die genannten Substanzen durch kohlen säure- oder quellsäurehaltiges Wasser ausgelaugt werden und nur die reine kieselsaure Tonerde zurückbleiben kann. Die Porzellanerde erscheint in den Verbreitungsgebieten der kristallinen Gesteine, der Granite, Trachyte und Porphyre, bald in Lagern, die durch oberflächliche Zusammenschwemmung angehäuft wurden, bald in Gängen und Spalten, bald bildet sie einen wesentlichen Bestandteil feldspatreicher Gesteine, indem sie an die Stelle des zersetzten Feldspates tritt; Kaoline der letzten Art sind natürlich durch Quarz und Glimmerschüppchen stark verunreinigt. In sedimentäre Formationen übergeführt, erscheint die Porzellanerde zuweilen als Bindemittel von Sandsteinen, geht aber in dieser Form in gewöhnlichen Ton über, so an einzelnen Stellen im deutschen Buntsandstein. Im durchfeuchteten Zustande ist die Porzellanerde sehr formbar und frittet im Feuer fest zusammen, ohne zu schmelzen. Mit einer schmelzbaren Substanz, z. B. fein pulverisiertem Feldspat oder Flußspat oder einem Gemenge von Quarz und Gips zusammengebracht, schmilzt sie dagegen zu einer durchscheinenden, harten, glänzenden Masse zusammen, dem Porzellan.

Viel häufiger als für das Kaolin sind die Bildungsbedingungen für den gemeinen Töpferthon gegeben, der infolgedessen ein ungemein verbreitetes, in allen Formationen vorkommendes Gebilde ist. Vom Kaolin unterscheidet er sich, ohne daß scharfe Grenzen möglich wären, durch einen wenigstens 10 Prozent betragenden Gehalt an Eisenoxyd und durch eine wechselnde Beimengung von Kalk und Sand. Die reineren Tone, die selbst der Rotglühhitze widerstehen, ohne zu erweichen, verwendet man zur Fabrikation von Fayence, Majolika, Steingut, Pfeifenköpfen und feuerfesten Gegenständen. Die weitaus größte Menge der gemeinen Tone ist indessen reich an ungleich verteilten Flußmitteln und gehört zu den schmelzbaren Tonen, die man nur zu gewöhnlicher Töpferware und Ziegelsteinen verwenden kann. Die Lagerstätten nicht nur des Töpferthones, sondern auch des Kaolins sind überaus zahlreich.

Für feuerfeste Stoffe verweist uns das Mineralreich hauptsächlich auf drei Quellen: feuerfeste Tone, Graphit und feuerfeste Steine. Die feuerfesten Tone werden zu Öfen für Hütten-, Schmelz- und Glühprozesse, Retorten, Tiegel, Röhren und Häfen benutzt. Man rühmt besonders den Tonen der älteren Formationen, z. B. dem der Kohlenformation, hohe Feuerfestigkeit nach; doch kommen auch in den jüngeren Formationen genügend feuerbeständige Tone vor. Der Graphit ist ein außerordentlich weicher (Härtegrad 0.5—1), in dünnen Blättchen biegsamer, fettig anzuühlender, abfärbender Körper von eisenschwarzer Farbe und metallisch glänzendem Aussehen. In chemischer Beziehung ist er nichts anderes als eine eigentümliche Ausbildungsform des Kohlenstoffes, in geologisch-genetischer Hinsicht dagegen wohl das Endglied des Kohlenbildungsprozesses (vgl. oben, S. 582). Sind die flüchtigen Bestandteile der Kohle (Sauerstoff und Wasserstoff) schon im Anthrazit auf einen geringen Prozentsatz herabgedrückt, so sind sie im Graphit



Abb. 66: Graphitlager zu Wolmersdorf in Niederösterreich

völlig geschwunden, da er neben einer verschiedenen reichlichen Beimengung von Aschenbestandteilen nur aus Kohlenstoff zusammengesetzt ist. Während man Anthrazit nur in paläozoischen Formationen kennt, findet man

den Graphit nur im archaischen Gebirge, in kristallinen und halbkristallinen Schiefen. Die im einzelnen nicht genauer bekannte Metamorphose, wodurch Schiefer und Kalks in kristallinen Zustand versetzt wurden, hat wohl auch bei dem Verkohlungsprozeß mitgewirkt und dem Kohlenstoff die kristalline Form des Graphits gegeben. So entstand im Graphit ein Mineralgebilde von ganz anderer physikalischer Beschaffenheit als die übrigen Glieder der Kohlenreihe. Als Brennstoff nicht nur nicht verwendbar, zeichnet sich der Graphit im Gegenteil durch so hohe Feuerbeständigkeit aus, daß er ein vorzügliches Material zur Herstellung von feuerfesten Gegenständen, namentlich Schmelztiegeln, abgibt. Als erdiger, abfärbender Körper eignet er sich vortrefflich als Schreibmaterial, zum Anstrich von eisernen Öfen und Röhren, als Schmiermittel, als Farbstoff für Filzhüte u. s. w.

Die Entdeckung des Graphits und seine Verwendung als Schreibmaterial verdanken wir England, wo zwischen 1540 und 1560 das berühmte Graphitlager von Barrowdale bei Keswick in Cumberland entdeckt und damit auch die Grundlage für die Bleistiftindustrie gegeben wurde. Hier befanden sich ehemals mächtige Lager vorzüglichen Graphits, die in Phyllit aufsetzen. Der Wert dieses Stoffes war früher so hoch, daß der Eingang zur Grube in eine förmliche Festung verwandelt wurde, um die Grube vor räuberischen Angriffen zu schützen. Obwohl die Grube einmal jährlich nur sechs Wochen in Betrieb stand, soll der Wert des während dieser Zeit gewonnenen Graphits doch jedesmal 600—800.000 Mark betragen haben. Trotz dieses sparsamen Verfahrens mußte sich das Lager von Barrowdale durch die Jahrhunderte währende Ausbeutung allmählich so sehr erschöpfen, daß es gegenwärtig für die Industrie völlig belanglos geworden ist.

Auf dem europäischen Kontinent sind Graphitlager nicht selten. Am reichsten erweist sich das böhmische Massiv mit seinen rundlichen Partien in Mähren (Krain, Vötau, Hafnerluden), Niederösterreich (Brunn am Walde, Geras, Deppach, Marbach), Bayern (Passau), Schlesien, Sachsen und im Fichtelgebirge. In Böhmen selbst sind namentlich die Lager von Schwarzbach und Stuben bei Krumau (Budweiser Kreis) von Bedeutung. Alle diese zuweilen nicht unbeträchtlichen Vorkommnisse haben das gemeinsam, daß sie in kristallinen Schiefen, Gneisen und

Glimmerschiefern als regelmäßige Lager in verschiedenen, bis zu 14 m steigenden Mächtigkeiten auftreten und häufig mit kristallinen Kalken, zuweilen auch mit Kaolin, vergesellschaftet sind (s. Abbildung 66). Was in der Gegend von Passau als Graphit gewonnen wird, ist eigentlich ein bis in große Tiefen durch und durch verwitterter Gneis, dessen Glimmer durch reichlichen Graphit ersetzt wird, also ein Graphitgneis. Ähnliche Graphitgneise kennt man auch anderwärts; bei keinem ist aber die Graphitbeimengung so stark wie beim Passauer, wo die feldspatigen Bestandteile durch den Graphit vollkommen verdeckt werden. Der Passauer Graphit eignet sich in Verbindung mit dem dortigen Kaolin in hervorragender Weise zur Herstellung von Schmelztiegeln, die in dieser Gegend schon seit mehreren Jahrhunderten erzeugt werden; schon der Sachse Georg Agricola (1490 —1555) erwähnt sie rühmend. Die Beimengung von Graphit, die die ungebrannten Tongesäße in den ältesten Grabstätten Oberfrankens erkennen lassen, beweist, daß dieser Stoff hier schon in prähistorischer Zeit gewürdigt worden ist. Kleinere Graphitlager, wie die des böhmisch-bayrischen Massivs, finden sich in den kristallinen Schiefer der Alpen, in Steiermark und Kärnten, im Departement Oberalpen, im französischen Zentralplateau, im Departement Rhone und an anderen Orten.

Von außereuropäischen Lagerstätten sind in erster Linie die sibirischen, ostindischen und nordamerikanischen von Bedeutung. Das berühmte sibirische Graphitlager der Mine Mariinskoi liegt im Tunkisker Gebirge, einem nordöstlichen Zweige des Sajanskischen Gebirges, 50 Meilen westlich von Irkutsk, und wurde hier im Jahre 1847 vom Kaufmann Alibert entdeckt. Das Hauptgraphitlager befindet sich in einer Mächtigkeit von 2 m zwischen Graphit und Syenit und nimmt, von kristallinischem Kalk begleitet, gegen die Tiefe an Mächtigkeit und Reinheit zu. In Winter, wenn der die Abgründe erfüllende und Flüsse überbrückende Schnee den Transport ermöglicht, wird der Graphit ans dem entlegenen, wilden Tunkisker Gebirge über Krasnojarsk und Tomsk nach Nürnberg gebracht, um hier in der bekannten Faberschen Fabrik weiter verarbeitet zu werden. Einen: durchaus kristallinen Gebiete entstammt der Graphit der Insel Ceylon, der sich durch blätterige, schuppige Textur und große Reinheit auszeichnet. Für Nordamerika war einige Zeit lang die Sonora-Mine (Tuolumne County) in Kalifornien von großer Bedeutung; man gewann dort einen Graphit von ziemlich bedeutender Härte und Polierfähigkeit. Gegenwärtig ist die ergiebigste Mine die von Ticonderoga im Staate New York. Außerdem kennt man aber auch in Kanada, Neubraunschweig, Massachusetts, Alabama, Pennsylvanien, Colorado, Neumexiko, ferner in Brasilien, in Bengalen, Madagaskar, Neuseeland, kurz fast in allen Gebieten, wo sich die kristallinen Schiefer bedeutender entwickeln, bald größere, bald kleinere Graphitlager, so daß der heutigen Industrie große Mengen dieses ehemals so seltenen und hochgeschätzten Produktes zur Verfügung stehen.

Als feuerfestes Material verdienen endlich noch die natürlichen feuerfesten Steine Erwähnung. Man wendet sie namentlich da an, wo auf besondere Größe der Steine Wert gelegt wird, wie als Gestellsteine für Hochöfen. Diesem Zwecke können Steine von verschiedener mineralogischer Zusammensetzung entsprechen, am häufigsten wählt man massige Quarzsandsteine. Ein feuerfester Stoff von geringerer Bedeutung ist der Asbest, die feinfaserige Varietät der Hornblende und des Chrysotils. Die faserige Beschaffenheit dieses Minerals ermöglicht seine Verarbeitung zu unverbrennlichen Geweben, deren Verwendung jedoch sehr beschränkt ist.

Das wichtigste der abfärbenden erdartigen Minerale wurde bereits besprochen: der Graphit. Eine andere schwarze Farbe, das Schieferschwarz, bereitet man aus dem Alaunschiefer oder den kohlehaltigen Schiefer der Silurformation und verwendet es zu Druckerschwärze, Stiefelwische, Tünchsälben und dergleichen. Durch Mischung von Schieferschwarz oder Schwarzerde mit Graphit erhält man das zum Schwärzen der Eisengußwaren beliebte Pottlot.

Als weißen Schreibstoff benutzt man in ausgedehntester Weise die Schreibkreide von Rügen, von Meudon, von der englischen Küste und anderen Gegenden. Die Kreide gehört der Senonstufe der oberen Kreideformation an und besteht der Hauptsache nach aus einer Anhäufung mikroskopischer Kalkschälchen von Foraminiferen und anderen kleinsten Lebewesen (vgl. oben, S. 267). Statt der Schreibkreide wird in geringem Maße wohl auch weißer, gemahlener Gips verwendet, und auch der weiß gefärbte, reine Baryt dient als Farbstoff, indem er den geringeren Sorten von Bleiweiß zugesetzt wird.

Gelbe, braune und rote Farben werden aus Eisenoxydhydraten von erdiger Beschaffenheit, dem Rötel und Eisenocker, hergestellt. Braune, rote und gelbe Farbstoffe liefern ferner die Bole, derbe, fettglänzende, muschelartig brechende, braune bis isabellgelbe Minerale, die im wesentlichen wasserhaltige Silikate von Tonerde und Eisenoxyd darstellen und bald als Zersetzungsprodukt vulkanischer, besonders basaltischer Gesteine, bald als Absätze eisenhaltiger Quellen zu betrachten sind und zuweilen auch ans Erzgängen Vorkommen. Die Farbnuancen der Bole sind mannigfaltig. Der armenische Bol ist lebhaft rot, der von Sinope dunkelrot, der von Lemnos und der schlesische ist gelbrot, der französische blaßrot, der von Blois blaßgelb, der von Siena gelb. Eine ähnliche Verbindung wie Bol, nur mit einem ziemlich großen Mangangehalt, stellt die Umbra der Insel Cypern dar, die eine braune Farbe abgibt; die „kölnische Umbra“ dagegen wird, wie das Kasseler Braun, aus zimtbrauner Braunkohle erzeugt. Einen gelben Farbstoff gewinnt man ferner aus der Gelberde oder dem Melinit, einer dem Kaolin naheverwandten ockergelben Verbindung. Grüne Farben erhält man aus dem Seladonit oder der Grünerde, die ein grünes, erdiges Zersetzungsprodukt nach der Hornblende und dem Augit der Eruptivgesteine bildet und unter anderem am Monte Baldo bei Verona und auf der Insel Cypern gewonnen wird. Blaues Ultramarin bereitete man früher durch Pulverisieren von Lasurstein. Doch ist diese Fabrikation jetzt nicht mehr in Gebrauch, seitdem das natürliche Ultramarin durch ein schöneres und billigeres Kunstprodukt ersetzt worden ist.

[p.662]

Die zu chemischen Zwecken verwendeten Minerale.

Wie die metallischen Minerale, so bilden auch andere nichtmetallische Verbindungen und Gesteine die Grundlage chemischer Großindustrie. Während aber jene eine genetisch, physikalisch und chemisch zusammengehörige, natürliche Gruppe bilden, gehören die jetzt zu besprechenden Gesteine verschiedenen mineralogischen Gruppen an; und daher ist ihre Anordnung und Zusammenstellung willkürlich. Wir beginnen mit dem Kalkstein.

Der Kalkstein gibt gebrannt, als Ätzkalk, eine starke Base und findet in dieser Eigenschaft die weiteste Anwendung, da er überall billig und unbeschränkt zu beschaffen ist. Um nur einige Beispiele herauszugreifen, sei seine Verwendung in Stearin-, Soda- und Chlorkalkfabriken, Seifensiedereien, Glashütten und Zuckersiedereien erwähnt. Bei metallurgischen Prozessen wird der Kalkstein als Flußmittel angewendet und bildet namentlich beim Schmelzen der Eisenerze einen nicht unerheblichen Bestandteil der jeweiligen Beschickung der Hochöfen.

Dieselbe Verwendung als Flußmittel findet der Flußspat oder Fluorit (CaF_2), der außerdem das einzige Mineral zur Darstellung der Fluorwasserstoffsäure ist. Der Dolomit, der wie der Kalkstein ganze Bergzüge zusammensetzt, wird in chemischen Fabriken zur Erzeugung von Magnesia

benutzt; ebenso der viel seltenere, meist nesterweise mit Serpentin zusammen vorkommende Magnesit, der überdies zur Erzeugung künstlicher Mineralwässer zugezogen wird.

Die Minerale Cölestin oder Strontiumsulfat (SrSO_4) und Strontianit oder Strontiumkarbonat (SrCO_3) bilden das Rohmaterial für die Darstellung der Strontiumpräparate und dienen in der Feuerwerkerei zur Erzeugung des roten Lichtes. Beide erscheinen nur selten in größeren Mengen. Der Cölestin begleitet bisweilen die Gips- und Schwefellager; der Strontianit kam früher zumeist aus Schottland, wird aber jetzt auch im Münsterschen gewonnen, wo er unregelmäßige Trümmer und Gänge in der Senonkreide bildet. Die Schwererde führenden Minerale Baryt, Schwerspat oder Bariumsulfat (BaSO_4) und Witherit oder Bariumkarbonat (BaCO_3) dienen zur Darstellung der Bariumpräparate und werden in der Glas- und Zuckerfabrikation verwendet; die Hauptmasse der Produktion der Schwer-Erdminerale ist freilich dem verwerflichen Zwecke der Verfälschung des Mehles gewidmet.

Die im Mineralreiche am häufigsten vorkommende Substanz, die Kieselsäure, ist zugleich eine der technisch wichtigsten. Sie bildet den hauptsächlichsten Rohstoff für die Email- und Glasfabrikation und wird hierbei teils in der Form von reinem Quarz, teils von Sand, Sandstein oder Kieselgur angewendet. Möglichste Reinheit ist bestimmend für ihren Wert bei der Glasfabrikation. Die Kieselgur, deren schon als Poliermittel Erwähnung geschah (S. 656), spielt außerdem eine Rolle bei der Fabrikation von Dynamit, Wasserglas, Ultramarin, als Zusatz zu Seife, Siegelack, Papier und Steinkitt.

Der Schwefel gehört zu den in der Natur allgemein verbreiteten Mineralstoffen. Bald verbindet er sich mit Metallen, bald erscheint er, von Gips, Salz und Bitumen begleitet, in sedimentären Schichten, bald gelangt er durch vulkanische Kräfte oder aufsteigende Quellen zur Oberfläche. Trotz der weiten Verbreitung wurde der Schwefel doch lange Zeit fast ausschließlich nur aus den reichen Lagerstätten der Provinzen Girgenti und Caltanissetta in Südwest-Sizilien gewonnen. Am Südfuße des Ätna dehnen sich diese Lager weithin aus, stehen aber keineswegs mit dessen vulkanischer Natur in Zusammenhang, wie man zuweilen irrtümlich annimmt, sondern gehören einer sedimentären Bildung, dem Miozän an, das geologisch älter ist als die Eruptivmassen des Ätna. In der Provinz Girgenti sind zahlreiche isolierte Schwefelbecken bekannt, deren Basis stets große Gips- und zuweilen Salzmassen und Helle, von Foraminiferen strotzende bituminöse Schiefer bilden. Der Schwefel selbst erscheint in Bändern von 1 cm bis 2 m, selbst 3 m Dicke in Kalkmergeln eingelagert, die Fische, Insekten und Pflanzenabdrücke enthalten. Darüber folgen wieder Foraminiferentone.

Ganz ähnliche geologische Verhältnisse bieten die ungefähr gleichalterigen Schwefellager von Radoboj in Kroatien und Szwoszowice bei Krakau in Galizien dar. Das Lager von Teruel in Aragonien erregt deshalb besonderes Interesse, weil hier zahllose kleine Schnecken in dichtem Schwefel eingeschlossen sind. Bemerkenswert ist der Umstand, daß der Schwefel der genannten Lagerstätten häufig stark von Bitumen durchzogen ist.

Über die Entstehungsweise der Schwefellagerstätten von der Art der bisher erwähnten gibt ein Vorkommen Aufschluß, das sich an der Küste des Roten Meeres, südlich vom Gebet Zeit befindet. Nach O. Fraas ist es eine Strandbildung, die aus Gips, Salz und Schwefel besteht. Der Schwefel durchdringt den schneeweißen Gips und bildet darin auch ganze Lagen und Nester. Hier bestand in altalluvialer, geologisch also nicht sehr weit zurückgelegener Zeit eine Lagune, aus deren übersättigtem Wasser sich Salz und Gips niedergeschlagen haben. In Fäulnis übergehende Tierrests, die der Strand des Roten Meeres reichlich beherbergt, veranlaßten die Bildung von Gasen, die die Zersetzung des Gipses und die Bildung von Schwefelwasserstoff zur Folge hatten;

aus diesem aber konnte sich der Schwefel in fester Form abscheiden. Für die Schwefellager Girgentis wurde indessen auch auf die Möglichkeit einer anderen Entstehungsweise hingewiesen. Die Kalke, die hier so reiche Schwefelvorräte entschließen, werden von manchen Forschern als eine Süßwasserbildung betrachtet, wo schwefel- und kalkhaltige Quellen einen wechselnden Absatz von Kalkstein und Schwefel bewirkten.

Eine andere Gruppe von Schwefellagerstätten ist an vulkanische Gebiete gebunden. Der Schwefel bildet in Form von Schwefelwasserstoff oder schwefliger Säure eins der häufigsten Exhalationsprodukte vulkanischer Gegenden. Namentlich da, wo die vulkanische Tätigkeit zeitweilig oder dauernd nachgelassen hat, äußert sich der Vulkanismus häufig noch durch fortdauernde Ausströmungen von Schwefelwasserstoff, schwefliger Säure und Borsäure, die gemengt mit Wasserdampf aus den sogenannten Solfataren hervordringen. Der Mensch läßt sich selbst durch die Nähe der unberechenbaren, tückischen Vulkankräfte nicht abhalten, auch diese Produkte für seine Zwecke nutzbar zu machen, wie dies auf der Lipareninsel Volcano geschieht. Die Fumarolen, an denen die Dämpfe hervortreten, werden mit lockerer vulkanischer Asche bedeckt, worin der Dampf seinen wertvollen Stoff niederlegt. Die auf diese Weise bereicherte Asche wird hiernach in einer eigenen Fabrik verarbeitet. Ähnliche Schwefellexhalationen kennt man von Pozzuoli bei Neapel, auf der griechischen Insel Milo, in Kalifornien, Island und überhaupt in jedem größeren Vulkangebiete. Kommen die Schwefelsublimationen auf ihrem Wege zur Erdoberfläche mit einer Quelle in Berührung, so gelangen sie im Quellwasser absorbiert zu Tage.

Bis zum Jahre 1888 beschränkte man sich auf die Ausbeutung des gediegenen und des vulkanischen Schwefels. Namentlich hatten die sizilischen Lagerstätten jahrhundertlang den weitaus größten Teil des gesamten Schwefelbedarfs Europas und Amerikas zu decken. In diesem Jahre aber belegte die neapolitanische Regierung unter König Ferdinand II. die Ausfuhr dieses unentbehrlichen Minerals mit einem so hohen Zoll, daß sein Preis auf das Dreifache stieg. Wohl wurde diese harte Maßregel infolge einer Flottendemonstration Englands und diplomatischer Vermittelung seitens der französischen und piemontesischen Regierung wieder zurückgenommen; aber den zahlreichen Fabrikanten, die großer Mengen von Schwefel und Schwefelsäure bedurften, drängte sich die Überzeugung auf, wie mißlich es sei, für einen so wichtigen Rohstoff von willkürlichen Launen abhängig zu sein, und nahmen daher die schon vorher namentlich in England begonnenen Versuche wieder auf, Schwefelsäure aus Schwefelkies und geschwefelten Erzen herzustellen. Dies geschah mit so viel Glück, daß bald darauf die Schwefelsäure fast nur noch aus Kiesen, namentlich dem so häufigen und vorher als wertlos betrachteten Schwefelkies, gewonnen wurde. Gegenwärtig wird kaum mehr als ein Achtel der gesamten, von der Industrie verbrauchten Schwefelsäuremenge aus gediegenem Schwefel, dagegen sieben Achtel aus Kiesen, namentlich Schwefelkies, und als Nebenprodukt auch aus Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende erzeugt. Die größte Produktion weisen die Länder Spanien, Portugal und Norwegen auf.

Als letzte Gruppe der in der chemischen Großindustrie verwendeten Minerale bleibt eine Reihe von salzigen Verbindungen zu besprechen übrig, die in der Natur teils in fertiger Form vorkommen, teils aus geeigneten Rohstoffen fabrikmäßig hergestellt werden. Von den Salzen der Alumina oder Tonerde ist nur eins, der Kalialaun, eine Doppelverbindung von schwefelsaurer Tonerde und schwefelsaurem Kali, technisch wichtig. Größere Mengen natürlichen Kalialauns werden nur in vulkanischen Gegenden gewonnen. Er ist ein Produkt der Exhalation. Wo Ausströmungen von schwefliger Säure und Schwefelwasserstoff Laven und Trachyte durchsetzen, kommt es stets zur Bildung von Alaun oder mindestens von Alunit oder Alaunstein, einer Verbindung, die dem reinen Alaun sehr nahe steht. Gefördert wird dieser Alaun, der vor den fabrikmäßig dargestellten stets den Vorzug besonderer Reinheit genießt, durch Auslaugung.

Trotzdem daß dies an vielen Punkten (in Pozzuoli, Tolfa bei Civitavecchia und Montioni bei Piombino, in Munkacs, Tokay und Beregszasz in Oberungarn, auf den Inseln Milo, Argentinia und Nipoligo im Griechischen Archipel, am Mont d'Or in der Auvergne, in Samsin in Kleinasien) geschieht, ist doch die auf diese Weise gewonnene Alaunmenge unbedeutend gegen die Quantitäten, die man aus Alaunschiefer, Alaunerde, Kryolith und Beauxit [Bauxit] erzeugt.

Der Alaunschiefer ist ein dunkler, von Schwefelkies durchzogener, meist auch an Bitumen und kohligen Substanzen reicher Tonschiefer, der in den geologisch alten Formationen vorkommt, namentlich im Silur und Devon. Die Alaunerde gehört dagegen vorwiegend den jüngeren Formationen an und besteht aus erdig-toniger Braunkohle mit reichlichem Zusatz von Schwefelkies und äußerst fein verteiltem Schwefel.

Enthalten schon Alaunschiefer und -erde nicht mehr alle jene Stoffe, aus denen der Alaun zusammengesetzt ist, so bringen Kryolith und Beauxit von den Alaunbestandteilen nur die Tonerde mit, während die Schwefelsäure und Alkalisalze im Verlaufe des chemischen Prozesses zugefügt werden müssen. Der Kryolith oder Eispat ist ein eisähnliches, aus Fluorwasserstoffsäure, Tonerde und Natrium bestehendes Mineral, das in größerer Menge nur in Ivitüt (Südgrönland) unter sehr merkwürdigen geologischen Verhältnissen vorkommt. Dort setzt eine mächtige Kryolithmasse lagerförmig im Gneis auf und wird an den Grenzen gegen diesen von dünnen Lagergängen Spateisenstein, Quarz und silberhaltigem Bleiglanz begleitet, die selbst wieder von Kryolithgängen durchschwärmt werden. Diese sind reich an Kolumbit, Molybdänglanz, Zinnstein und anderen seltenen Mineralen; auch die Grenzpartien des Hauptkryolithlagers sind erzeich und führen Kupfer- und Eisenkies, Bleiglanz und Blende. In den fünfziger bis siebziger Jahren wurde der grönländische Kryolith lebhaft abgebaut und in Europa und Nordamerika nicht nur zur Alaunfabrikation, sondern auch zur Bereitung von Natronlauge und Soda, in Salindres in Frankreich auch zur Darstellung des metallischen Aluminiums verwendet. Später aber wurde er durch den Beauxit verdrängt.

Unter dem Namen Beauxit faßt man bolusartige Minerale zusammen, die hauptsächlich aus Tonerde, Eisenoxyd und Wasser bestehen. Man wurde auf den Beauxit zuerst in Beaux unweit Arles in Südfrankreich aufmerksam und hat später ähnliche Minerale in Belfast und Antrim (Irland), in Kalabrien, Ägina, in Pillen (Niederösterreich) und bei Feistritz an der Wocheiner Save nachgewiesen; das krainische Vorkommen, der „Wocheinitt“, entfernt sich indessen durch seine chemische Zusammensetzung vom echten Beauxit.

Unter den Salzen des Natriums ist in erster Linie das Natriumkarbonat oder die Soda $\text{Na}_2\text{CO}_3 + 10\text{H}_2\text{O}$ hervorzuheben. Viele abflußlose Landseen enthalten unter anderen Salzen auch das Natriumkarbonat, so die Landseen Unterägyptens im abflußlosen Gebiete von Sukena unweit Fezzan, bei Nizam in Ostindien, bei Colcha, östlich von Iquique in Peru [liegt in Chile]. Im Great Basin Nevadas verdienen namentlich zwei Seen hervorgehoben zu werden. Der größere „Desert Lake“ hat eine fast kreisrunde Form und senkrecht abstürzende Ufer; sein Durchmesser beträgt ungefähr 1 km. Der kleinere „Soda Lake“ hat ebenfalls steile Ufer und Kocknet im Sommer fast gänzlich aus unter Zurücklassung einer glänzenden Salzfläche, die namentlich aus Kochsalz, schwefel-saurem und kohlen-saurem Natron besteht. In einigen Gegenden erscheint die Soda in Form dünner Ausblühungen auf der Oberfläche des Bodens, wie im Szekboden Ungarns. Seitdem man aber gelernt hat, das im Kochsalz enthaltene Natrium in Natriumkarbonat umzusetzen, und seitdem man auch Natriumsulfat, Kohle, Kryolith und Beauxit zur Sodafabrikation herangezogen hat, hat sich der Verbrauch der natürlichen Soda (Trona) sehr vermindert. Die Hauptmasse der für zahlreiche Manufakturen, wie namentlich die Seifen- und Glassabrikation

und die Färberei, unentbehrlichen Soda wird gegenwärtig aus Kochsalz und den übrigen genannten Rohstoffen erzeugt.

Ebenso wird das Natriumsulfat oder Glaubersalz ($\text{Na}_2\text{SO}_4 + 10\text{H}_2\text{O}$) meist als Nebenprodukt anderer chemischer Prozesse gewonnen, obwohl es auch in reichlichen Mengen natürlich vorkommt. Es bildet einen Bestandteil der Salzföhrung von abflußlosen Landseen in Südrußland und im Great Basin Nevadas und erscheint in Mineral- und Solquellen. Bei Muchrevan unweit Tiflis gibt es ein 5 Fuß mächtiges Lager von reinem Glaubersalz, das von Ton und Mergel bedeckt wird; bei Logrono und Lodosa im Ebrotale wechsellagern mächtige Schichten von Glaubersalz mit Kochsalz. Auch das peruanische Salpetergebiet enthält viel Natriumsulfat.

Bei keinem Sauerstoffsalz ist das natürliche Vorkommen wichtiger als bei dem Chili- oder Natron-Salpeter, dem salpetersauren Natron (NaNO_3). Der Natronsalpeter ist in Schichten bis zu 1, ja 2 m Mächtigkeit angehäuft, die sich über große Flächen in der Umgebung von Tarapaca an der Südgrenze Perus ausdehnen. Vom Gestade des Stillen Ozeans bei Iquique erhebt sich das Land in vier deutlichen Terrassen. Die erste ist 100—200 m hoch, ungefähr 5 Meilen breit, ist vegetationsfrei und bedeckt mit Salz und Sand. Darüber erhebt sich landeinwärts die 5 Meilen breite Pampa del Tamarugal zu einer Höhe von 1000—1200 m und besteht zu oberst aus Salz, Sand und Natronsalpeter. Östlich davon folgen noch zwei weitere Stufen, von denen die letzte unmittelbar an den hohen beschneiten Kamm der Kordilleren anschließt. Die Hauptmasse des Natronsalpeters beherbergt die Pampa del Tamarugal, namentlich an ihrem Westrand und an dem Gehänge, mit dem sie sich gegen die Küstenterrasse senkt. Auffallend ist das Auftreten des Natronsalpeters am Rande beckenförmiger Vertiefungen, die das Gepräge von eingetrockneten Seen darbieten und in der Mitte eine Salzschiebt aufweisen. Da sich in den Salpeterlagern wie in den unterliegenden Schichten rezente Seemuscheln finden, scheint es sicher, daß das Meer bei der Entstehung des Salpeters wesentlich beteiligt war. Das Nähere der Bildungsvorgänge dieser merkwürdigen Lagerstätte ist aber noch nicht aufgeklärt. Ochsenius schreibt der Einwehung von stickstoffreichem und phosphatarmem Staubguano von den Inseln und Felsen der Küstengegend her eine wesentliche Rolle bei der Salpeterbildung zu. Welch hohen Wert das Salpetervorkommen für Peru besitzt, erhellt aus der Tatsache, daß dieses Land in der letzten Zeit jährlich an 300.000 Tonnen im Werte von mehr als 80 Millionen Mark ausgeführt hat.

Auch Kalisalpeter oder salpetersaures Kali kommt im südamerikanischen Litorale vor, aber nur in geringer Menge als Ausblüfung in der Nähe ehemaliger Begräbnisstätten. Dieselbe oder eine sehr ähnliche Art des Vorkommens kennt man auch aus Persien, der ungarischen Ebene, Ägypten und Ostindien, wo Kalisalpeter ebenfalls in der Nähe von Grabesstätten oder menschlichen Ansiedelungen als Ausblüfung zu Tage tritt. Offenbar verdankt er seine Entstehung der Zersetzung stickstoffhaltiger, organischer Materie unter Zutritt der Luft, bei Gegenwart von alkalischen Basen der kohlen-sauren Salze. Am lebhaftesten wird die Gewinnung in Ostindien und in Ägypten betrieben, wo die Salpeterbildung durch das heiße Klima besonders begünstigt wird. Dort wittert der Salpeter nach der Regenzeit, gemengt mit salpetersaurem Calcium und Magnesium, reichlich aus und wird durch Auslangen und Verdunsten gewonnen. Der Kalisalpeter dient, wie bekannt, hauptsächlich zur Schießpulverbereitung, läßt aber noch zahlreiche andere Verwendungen zu. Der Natronsalpeter ist dagegen wegen seiner Eigenschaft, die Feuchtigkeit der Luft an sich zu ziehen, zur Schießpulverfabrikation ungeeignet und wird zur Darstellung von Kalisalpeter, Salpetersäure und als Düngemittel verwendet.

Beschränkter ist der Verbrauch der namentlich medizinischen Zwecken dienenden Magnesiumsalze, unter denen das Magnesiumsulfat oder Bittersalz ($\text{MgSO}_4 + 7\text{H}_2\text{O}$) die größte Bedeutung besitzt. Das Bittersalz wurde früher namentlich durch Eindampfen der Bitterwässer,

wie in Epsom in England, Seidlitz, Saldschitz und Püllna in Böhmen, erzeugt; gegenwärtig stellt man es hauptsächlich aus der Mutterlauge des Meerwassers, der Salzseen und der Salzsolen und aus dem unter den Abraumsalzen von Staßfurt genannten Kieserit dar.

Eine stets steigende Bedeutung und Anwendung in der Industrie gewinnen die borsaurigen Salze, namentlich der Borax oder Tinkal und die Borsäure. Man benutzt sie beim Löten der Metalle, zur Herstellung von Legierungen, Email, Glasuren, in der Porzellan- und Glasfabrikation, als Ersatz für Seife und dergleichen. Einige Zeit schienen das reine, kristallisierte Bor wegen seiner an den Diamanten erinnernden Eigenschaften zu großen Hoffnungen zu berechtigen; diese sind aber bisher nicht in Erfüllung gegangen. Früher bezog man den Borax (das borsaurige Natron, $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{aq}$) ausschließlich aus Zentralasien, wo dieses Salz zu Dera Puga im westlichen und am Bul Tso unfern des Tengri Nor im zentralen Tibet als Absatz heißer Quellen vorkommt. Später wurden reiche Borax- und Borsäurevorkommen in Toskana und in den pazifischen Ländern Nordamerikas erschlossen. In der toskanischen Maremma waren schon lange zwischen Volterra und Mafia in einem wüsten, aus Tertiärgesteinen gebildeten Landstrich Dampfquellen (Soffioni) und brodelnde Sümpfe (Lagoni) bekannt, in denen Höfer im Jahre 1778 Borsäure nachwies. Aber erst viel später gelang es, durch Abdampfen die Borsäure in größeren Massen darzustellen. Noch später wurden durch Tiefbohrungen größere Dampfmen gen gewonnen, und die jährliche Produktion nahm derart zu, daß sich der früher von Menschen gemiedene Landstrich in eine Quelle von Wohlstand verwandelte und der zentralasiatische und westamerikanische Borax durch den toskanischen aus dem europäischen Markte fast gänzlich verdrängt wurde.

In Kalifornien erfolgte die Entdeckung des Borax im Jahre 1856 gelegentlich einer Analyse des Wassers von Lick Springs bei Tehama. Noch in demselben Jahre zeigte es sich, daß auch zahlreiche andere Mineralwässer dieser Gegend Borax enthalten, und ebenso wurde im Cleare- oder Borax-See (Lake County) dieses Mineral sowohl im Wasser gelöst als in Kristallen im Seeschlamm eingeschlossen nachgewiesen. Der Boraxsee wurde längere Zeit ausgebeutet, bis im Seengebiet von Nevada, namentlich in den Salzsümpfen, die die Namen Teelis Marsh, Rhode's Marsh, Columbus Marsh und Fish Lake Valley (Esmeralda County) führen, noch großartigere Anhäufungen von Borax entdeckt wurden. Diese uferlosen Salzsümpfe, offenbar Überbleibsel großer Binnenseen, enthalten nur in den tiefstgelegenen Stellen geringe Wassermengen und dehnen sich über bedeutende Flächen aus. Außerdem befinden sich auch an anderen Punkten Nevadas boraxhaltige Ablagerungen, die als Reste völlig abgedampfter Alkaliselen zu betrachten sind, wie bei Sand Springs und östlich von Wadsworth. Bei Wadsworth selbst erscheint der Borax in Gesellschaft von Kochsalz, Soda und Thenardit (wasserfreies Natriumsulfat). Einen geringen Boraxgehalt (1/2 Prozent) weist nach Abich auch das Wasser des abflußlosen Urmiahsees in Persien auf.

In Verbindung mit Calcium und Natrium, als Borokalzit und Natroborokalzit, begleitet Bor die Salpeter- und Glauberitlager von Iquique im peruanischen Küstenland. Dieselben Minerale zeichnen das Thermalgebiet Hotsprings im nordwestlichen Teile Nevadas aus und kommen auch in Neuschottland und an der Westküste von Afrika vor.

