

BIBLIOTEKA
MUZEUM ŚLĄSKIEGO

4348

I

2

Die Erde

von Dr. B. Lindemann

Geologie der deutschen Landschaften





Dr. B. Lindemann

Die Erde

II. Band

Dr. B. Lindemann

Die Erde

Eine allgemeinverständliche Geologie

Band II

Geologie der deutschen Landschaften



Stuttgart

Kosmos, Gesellschaft der Naturfreunde
Geschäftsstelle: Franck'sche Verlagshandlung

Geologie der deutschen Landschaften

von

Dr. B. Lindemann

Mit 4 Farbdrucktafeln,
20 Schwarztafeln und 317 Abbildungen



Stuttgart

Kosmos, Gesellschaft der Naturfreunde

Geschäftsstelle: Franch'sche Verlagshandlung

1914

Alle Rechte, besonders das Übersetzungsrecht vorbehalten

Copyright 1914
by Franckh'sche Verlagshandlung
Stuttgart



4948
11 2
1

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
Einleitung: Deutschlands geologische Provinzen	1	Viertes Kapitel: Die schwäbisch-fränkische Landstufe	208
Erster Abschnitt: Die norddeutsche Tiefebene.		1. Muschelkalk	210
Erstes Kapitel: Die älteren Schichtenysteme (Devon bis Jura)	22	2. Keuper	216
Zweites Kapitel: Die Kreide im norddeutschen Tiefland	30	3. Lias oder Schwarzer Jura	224
Drittes Kapitel: Die alttertiären Ablagerungen des norddeutschen Tieflands	41	4. Dogger oder Brauner Jura	232
Viertes Kapitel: Die jungtertiären Ablagerungen	51	5. Malm oder Weißer Jura	237
Fünftes Kapitel: Die Eiszeit im norddeutschen Flachland	60	6. Kreide bei Regensburg	249
Sechstes Kapitel: Seen, Schmelzwasserrinnen und Urstromtäler	79	Vierter Abschnitt: Das rheinische Schiefergebirge und seine Umgebung.	
Siebentes Kapitel: Die Racheiszeit und das Alluvium	86	Erstes Kapitel: Das Harz-Nahebecken	257
Zweiter Abschnitt: Die großen süd-deutschen Ebenen.		Zweites Kapitel: Der Kern des rheinischen Schiefergebirges	
Erstes Kapitel: Das Alpenvorland		1. Reste älterer Formationen, Das Unterdevon	264
1. Übersicht: Die ältere Molasse	96	2. Das Mitteldevon	271
2. Die jüngere (miozäne) Molasse	101	3. Das Oberdevon	280
3. Die Bergstetisierung des Alpenvorlandes	106	Drittes Kapitel: Die rheinisch-weißfälischen Steinfohlenbecken	284
Zweites Kapitel: Die oberrheinische Tiefebene	124	Viertes Kapitel: Die rheinischen Vulkane	292
Drittes Kapitel: Der vulkanische Kaiserstuhl	141	Fünfter Abschnitt: Die herzynischen Gebirge.	
Dritter Abschnitt: Die oberrheinischen Bergländer.		Erstes Kapitel: Das Gebiet der Kreidefaltung	307
Erstes Kapitel: Der Schwarzwald	146	Zweites Kapitel: Der Harz und sein Vorland	318
Zweites Kapitel: Die Vogesen	168	Drittes Kapitel: Thüringer u. Franckenwald	339
Drittes Kapitel: Harz, Odenwald und Spessart	193	Sechster Abschnitt: Die sudetischen Gebirge.	
		Erstes Kapitel: Fichtel- und Erzgebirge	348
		Zweites Kapitel: Sächsisches Erzgebirge	352
		Drittes Kapitel: Riesengebirge und Waldenburger Becken	355

Verbesserungen.

- Vd. I S. 13 links, Zeile 16 von oben, lies: „Altelesant“ (Elephas antiquus) statt „Urelesant“ (Elephas primigenius).
- Vd. I S. 48, Abb. 46 lies: Sigillarienstämme statt Farnstämme.
- Vd. I S. 112 rechts, Zeile 3 von unten, lies: Dischingen statt Donaueschingen.
- Vd. I S. 404 Überschrift, lies: Algonkium statt Algonikum.
- Vd. II S. 277 rechts, Zeile 1 von oben, lies: Zinklagerstätten statt Zinnlagerstätten.

Verzeichnis der Tafeln.

Farbdrucktafeln.

Alpsee in den Bayrischen Alpen. Aquarell von R. Deffinger. (Titelbild).	32
Rügen. Stubbenkammer. Nach einer farbigen Aufnahme	160
Das Bärenthal im hohen Schwarzwald. Nach einer farbigen Aufnahme	272
Der Rhein bei Bingen. Nach einer Steinzeichnung von H. von Volkmann	

Schwarztafeln.

Aus dem Mainzer Becken (Doppeltafel)	128
Profil der Schwäbischen Alb mit Leitfossilienverzeichnis	224
Brunhildisbett. Grauwackenfeldern auf dem Gipfel des Felsberges im Taunus (Doppeltafel)	256
Die Feuersteinklippen bei Schierke im Harz	320
Aus dem Riesengebirge	336
Aus der Sächsischen Schweiz	352
Anhang: Tafel I Versteinerungen aus dem norddeutschen Tertiär	
" II Versteinerungen aus dem Mainzer Becken	
" III Versteinerungen aus dem Tertiär des Alpenvorlandes	
" IV Versteinerungen aus dem deutschen Muschelkalk	
" V Versteinerungen aus der norddeutschen oberen Kreide	
" VI Versteinerungen aus der norddeutschen oberen Kreide (Fortsetzung)	
" VII Versteinerungen aus dem norddeutschen Jura	
" VIII Versteinerungen aus der norddeutschen unteren Kreide	
" IX Versteinerungen aus dem süddeutschen Weißjura	
" X Versteinerungen aus den Solnhofener Plattenkalken	
" XI Versteinerungen aus dem süddeutschen Lias	
" XII Versteinerungen aus dem süddeutschen Dogger	
" XIII Versteinerungen aus dem rheinischen Devon	
" XIV Versteinerungen aus dem rheinischen Devon (Fortsetzung)	

Anhang

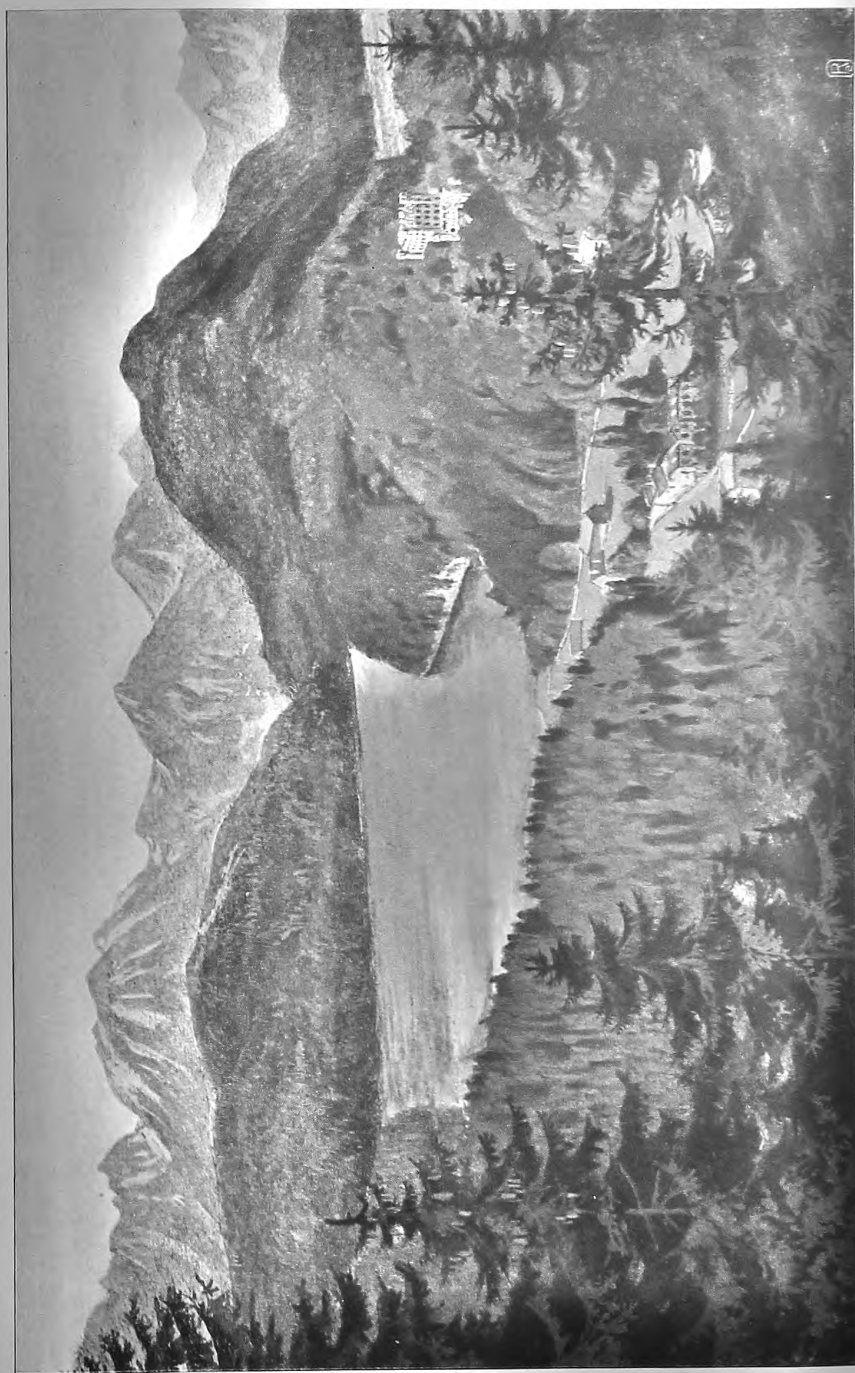
Literaturverzeichnis zu Band II.

Von den in Zeitschriften erschienenen Abhandlungen sind hier nur einige besonders wichtige angeführt:

- L. v. Ammon: Die Gegend von München, geologisch geschildert. München 1894.
 R. Bärtling: Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. Stuttgart 1913.
 R. Beck: Die Lehre von den Erzlagerstätten. 3. Aufl. Berlin 1909.
 " Geologischer Wegweiser durch das Dresdener Elbtalgebiet zwischen Meißen und Tetschen. Berlin 1897.
 F. Behme: Geologischer Führer durch die Umgebung der Stadt Goslar am Harz. 3. Aufl. Hannover und Leipzig 1903.
 " Geologischer Führer durch die Umgebung der Stadt Harzburg. 2. Aufl. Hannover und Leipzig 1903.

- J. Behme: Geologischer Führer durch die Umgebung der Stadt Claustal im Harz. 2. Aufl. Hannover und Leipzig 1909.
- " Geologischer Führer durch die Umgebung der Stadt Blankenburg am Harz. Hannover 1911.
- E. W. Benecke, H. Büding, E. Schumacher und L. van Berveke: Geologischer Führer durch das Elßaß. Berlin 1900.
- W. Branca und E. Fraas: Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Berlin 1905.
- H. Credner: Elemente der Geologie. 10. Aufl. Leipzig 1906.
- H. Credner: Rügen. Eine Inselstudie. Stuttgart 1893.
- Dannenberg, Geologie der Steinkohlenlager. I. Teil. Berlin 1908.
- W. Deecke: Geologie von Pommern. Berlin 1907.
- Geologischer Führer durch Pommern. Berlin 1899.
- H. Eck: Rüdersdorf und Umgebung. (Abhandlungen zur Geologischen Karte von Preußen. Bd. I.)
- H. Eisele: Das Übergangsgebirge bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach, (Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellschaft. Bd. 59, S. 131 ff.).
- Th. Engel: Geognostischer Begleiter durch Württemberg, 3. Aufl. Stuttgart 1908.
- H. Everding: Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze. Berlin 1907. (Deutschlands Kalibergbau Teil I.)
- D. Follmann: Die Eifel. (Land und Leute Bd. 26). Bielefeld und Leipzig 1902.
- Ed. Fraas: Die geognostische Sammlung Württembergs. Stuttgart 1903.
- W. Freudenberg: Geologie und Petrographie des Ragenbuckels im Odenwald. (Mitteilungen der bad. geol. Landesanstalt, Bd. 5, Heft 1.)
- Al. Fuchs: Die Stratigraphie des Hunsrückchiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein. (Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Bd. 59, S. 96 ff.)
- E. Gähert: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. (Ebenda S. 308 ff.)
- E. Gagel: Über die untereoänen Tuffschichten und die paleozäne Transgression in Norddeutschland. (Jahrbuch d. preuß. geol. Landesanstalt Bd. 28, S. 150 ff.)
- E. Geinitz: Geologischer Führer durch Mecklenburg. Berlin.
- H. Grabbe: Die Schaumburg-Lippische Wealdenmulde. Göttingen 1883.
- Ed. Grucker: Die Vogesen (Land und Leute Bd. 20). Bielefeld und Leipzig.
- D. Grupe: Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalterruptionen. (Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellschaft Bd. 63, S. 264 ff.)
- H. W. von Gümbel: Geologie von Bayern. Bd. II. Kassel 1894.
- G. Gürlich: Geologischer Führer in das Riesengebirge. Berlin 1900.
- D. Häberle: Das Felsenland des Pfälzerwaldes. Kaiserslautern 1911.
- Über Kleinformen der Verwitterung im Hauptbuntsandstein des Pfälzer Waldes. Heidelberg 1911.
- E. Haug: Traité de Géologie. II. Les Périodes géologiques, Paris 1908—1911.
- D. Heer: Die Umwelt der Schweiz. 2. Aufl. Zürich 1873.
- Hergesell, Langenbeck und Rudolph: Die Seen der Südvogesen (Geograph. Abhandlungen aus den Reichslanden Heft 1). Stuttgart 1892.
- H. Hettner: Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz. Stuttgart 1887.
- E. Holzapfel: Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahntal. Berlin 1893.
- " Das obere Mitteldevon im rheinischen Gebirge. Berlin 1893.
- " Die Geologie des Nordabfalls der Eifel. Berlin 1910.
- H. Huber: Beiträge zur Kenntnis der Glazialerscheinungen im südöstlichen Schwarzwald. Stuttgart 1905.
- D. Jäkel: Ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland (Monatsberichte d. deutschen geol. Ges. 1910 Nr. 11).
- Em. Kayser: Lehrbuch der geologischen Formationskunde. 5. Aufl. Stuttgart 1913.
- H. Keilhack: Die erdgeologische Entwicklung und die geologischen Verhältnisse der Gegend von Magdeburg. Magdeburg 1909.
- P. Kessler: Zur Entstehung der mittelhessischen Tiefebene (Monatsberichte d. deutschen geol. Ges. 1910 Nr. 4).
- G. Klein: Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau. Halle a. d. S. 1907. (Mit Beiträgen von Potonié, Gagel, Obbeke, Jenzsch und anderen).
- G. Klemm: Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Speßart (Abhandlungen der hessischen geol. Landesanstalt Bd. II Heft 4).
- J. König: Fossilrekonstruktionen München 1911.

- E. H. L. Krause: Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit (Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Bd. 62 S. 123 ff.).
Die Vegetationsverhältnisse Mitteleuropas während der paläolithischen Zeiten (Naturwissensch. Wochenschrift 1911 S. 785).
- P. Kufuf: Unsere Kohlen (Aus Natur und Geisteswelt Nr. 396). Leipzig und Berlin 1913.
- E. Küster: Die deutschen Buntsandsteingebiete. Stuttgart 1891.
- Laspheyres: Das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1901.
- R. Lepsius: Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten.
Erster Teil: Das westliche und südliche Deutschland. Stuttgart 1887—1892.
Zweiter Teil: Das nördliche und östliche Deutschland. Leipzig 1903—1910.
Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge. Stuttgart 1885.
- " G. Klemm, A. Steuer und W. Schottler: Geologischer Führer durch das Großherzogtum Hessen. Darmstadt 1911.
- G. Menzel: Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit (Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. Bd. 62 S. 199 ff.).
- E. Mündel: Die Vogesen. 12. Aufl. Straßburg 1911.
- G. Neuenhaus: Die Aufschlüsse in den Moosbacher Diluvialsandten der Umgebung von Diebrich-Wiesbaden und ihre Konchylienfauna. Wiesbaden 1911.
- J. Partsch: Die Vergletscherungen des Riesengebirges zur Eiszeit. Stuttgart 1894.
- Pend-Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
- G. Potonié: Die floristische Gliederung des deutschen Karbon u. Perm. Berlin 1896.
- P. Regell: Das Riesen- und Harzgebirge. Land und Leute Bd. 20. Bielefeld und Leipzig 1905.
- R. Reinisch: Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. Leipzig 1910.
- D. Reißert: Das Westerbergland und der Teutoburger Wald. Mit einer geologischen Übersicht von H. Stille. Land und Leute Bd. 24. Bielefeld und Leipzig 1909.
- Sophus Ruge: Dresden und die Sächsische Schweiz. Land und Leute Bd. 16. Bielefeld und Leipzig 1903.
- A. Scobel: Thüringen. Land und Leute Bd. 1. Bielefeld und Leipzig 1902.
- G. Steinmann: Einführung in die Paläontologie. 2. Aufl. Leipzig 1907.
- " Geologische Probleme des Alpengebirgs. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. Bd. 37. Innsbruck 1906.
- " Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwald. Universitätsprogramm. Freiburg i. B. 1890.
- G. Steinmann u. Fr. Gräff: Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg. Freiburg i. B. 1890.
- H. Stille: Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens (Monatsberichte der deutschen geol. Gesellsch. 1909 No. 1).
- J. Stoller: Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima. (Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Bd. 62 S. 163 ff.).
- Ed. Süß: Das Antlitz der Erde Bd. 1. 2. Aufl. Wien 1892.
- R. Völzing: Der Traß des Brohltals (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt 1907. S. 1 ff.).
- F. Wahnschaffe: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909.
- " Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande (Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Bd. 62 S. 268 ff.).
- J. Walther: Die Fauna der Solnhofener Plattenkalk, bionomisch betrachtet (Festschrift zum 70. Geburtstag von Ernst Haeckel). Jena 1904.
- " Geologische Heimatskunde von Thüringen. 3. Aufl. Jena 1906.
- E. A. Weber: Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 62 S. 143 ff.).
- L. van Werfele: Vogesen und Harz (Mitteilungen d. geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen Bd. 4 Heft 2).
- " Vergleich der tektonischen Verhältnisse der Vogesen mit denen des Harzes (ebenda Heft 3).
- W. Wolff: Geologische Beobachtungen auf Sylt nach der Dezemberflut 1909 (Monatsberichte d. deutsch. geol. Ges. 1910 No. 1).
- Karl A. v. Zittel: Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). Neu bearbeitet von F. Broili, E. Rosen, M. Schlosser. I. Abt. Invertebrata. 3. Aufl. München und Berlin 1910. II. Abt. Vertebrata 2. Aufl. 1911.



„Alpsee“ in den Bayer. Alpen
(Aquatint von N. Deffinger)



Einleitung

Deutschlands geologische Provinzen

In unserem Vaterland wechseln schroffe Felsenhöhen mit anmutigen Wald- und Wiesengründen, fruchtbare, reich bevölkerte Niederungen mit öden Sandheiden und Mooren, einförmige, waldbedeckte Hochflächen mit lieblichen, dem Obst- und Weinbau erschlossenen Hügelländern. Im Norden brandet das Meer an flacher Küste, im Süden erhebt sich wie eine Trugmauer der völkerscheidende Wall des Alpengebirges. Gegen Morgen und Abend fehlen solche natürliche Grenzen durchaus. Das weite, in der Eiszeit aufgeschüttete ostdeutsche Flachland geht unmerklich über in die polnischen und westrussischen Ebenen; das gleiche gilt im Westen vom holländischen Tiefland, während die französischen Ardennen eine Fortsetzung des rheinischen Schiefergebirges bilden und auch die Vogesen mit ihrem Zuravorland weit nach Frankreich hineinreichen.

Dass Deutschland auf engem Raum soviel Mannigfaltigkeit vereinigt, verdankt es in erster Linie seinem geologischen Bau. Alle Formationen nehmen teil an Deutschlands Bodengestaltung, manche, wie die algonkischen und kambriischen Schichten, nur in sehr beschränktem Maße, während andere (Devon, Trias, Jura, Diluvium) weite Flächenräume bedecken. Berücksichtigt man auch die Unterstufen der einzelnen Formationen, so ergibt sich fast überall ein ziemlich buntes Bild, das sich in manchen Gegenden, wo starke Lagerungsstörungen hinzukommen, ungemein vervielfacht gestalten kann. Denn nicht nur der Anteil der Formationen am Aufbau des deutschen Landes, sondern auch die Art und Weise, wie sie miteinander zu einem größeren geologischen Komplex verknüpft sind, kurz gesagt: die Tektonik, ist in den einzelnen Landschaften grundverschieden.

Wie unser Vaterland in eine Anzahl politisch selbständiger Staaten zerfällt, die wieder in untergeordnete Verwaltungsbezirke eingeteilt sind, so läßt es sich auch vom geologischen Standpunkt aus in mehrere Provinzen und Unterprovinzen gliedern, deren Grenzen

allerdings ganz anderen Linien folgen, als sie uns aus der politischen Geographie bekannt sind.

Zunächst haben wir zweierlei Gebiete streng auseinanderzuhalten. In vielen Gegenden liegt der feste Felsuntergrund in geringer Tiefe unter der Oberfläche; um ihn zu finden, braucht man nur die oberste Bodenschicht (Acker-, Walderde, Gehängeschutt usw.) abzutragen. Häufig, namentlich in gebirgigen Gegenden, tritt er auch unmittelbar zutage. In anderen Landschaften mag man graben, so tief es geht, man findet kein festes Felsgestein, sondern bleibt immer in lockeren Schichten, Lehm, Kies, Sand usw. Hier sind Tiefbohrungen nötig, um festzustellen, was für Gesteine diesen riesigen Schutthanhäufungen zur Unterlage dienen.

Ein verschüttetes Gebiet von weiter Ausdehnung ist die norddeutsche Tiefebene. Hunderttausende von Jahren hindurch haben hier die nordischen Gletscher den aus ihrer Heimat mitgeschleppten Gebirgsschutt aufgeschüttet: erratische Blöcke, Gerölle jeder Größe, Kies, Sand und Lehm; überdies griffen sie an vielen Stellen den Untergrund selbst an, wühlten dessen oberste Lagen auf und vermehrten dadurch die Mächtigkeit der entstehenden Schuttdecke. Als später das Inlandeis schmolz und sein Rand mehr und mehr nach Norden zurückwich, spülten die Schmelzwasser aus den freigelegten Moränen ungeheure Massen von Sand und Kies heraus und überschütteten mit diesem Material weite, im Süden der Endmoränenwälle gelegene Landstrecken. So entstanden die einförmigen Sandheiden und Sandrücken der Mark Brandenburg, Zauche, Fläming usw., dünnbesiedelte, mit endlosen Kiefernwäldern bedeckte Landstriche.

Die südwärts strömenden Gletscherflüsse mußten nach verhältnismäßig kurzem Lauf den von den mitteldeutschen Gebirgen (Sudeten, Erzgebirge, Thüringer Wald usw.) kommenden Wasserläufen begegnen. Nach allem, was man über das Klima der Diluvialzeit weiß, ist anzunehmen, daß diese Gebirgsflüsse damals weit mehr Wasser zu Tal führten als in der Gegenwart; entsprangen sie doch zum Teil in Berg-

ländern, die selbst vergletschert waren. Von ihrem Oberlauf brachten sie bedeutende Mengen Kies und Schlamm mit, die an ruhigen Stellen zum Absatz kamen und die Schichtenfolge der diluvialen Ablagerungen um ein weiteres Glied (Flußschotter, Flußsande) vermehrten. Die von Nord und Süd einander entgegenströmenden Wassermassen mußten sich zu gewaltigen Strömen von seeartiger Breite vereinigen, die lange Zeit hindurch dem Rand des Inlandeises parallel gegen West oder Nordwest zur Nordsee abfloßen und erst später, als die Gletscher den deutschen Boden völlig freigaben, zur Ostsee durchbrechen konnten. An manchen Stellen, wo auf der einen Seite das Eis, auf der anderen das Gebirge dem Wasser den Abzug verlegte, entstanden große Staubecken, an deren Grund die hineingeschwemmten Kies- und Schlammassen sich in aller Ruhe ablagerten. Beispiele dieser verschiedenen, teils von den Schmelzwässern des Gletschers, teils von den Gebirgsflüssen stammenden Ablagerungen werden wir später kennen lernen.

Von 410 Tiefbohrungen, die F. Wahnschaffe in seiner „Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes“ zusammenstellt, ergaben weitaus die meisten, nämlich 283, eine Mächtigkeit der diluvialen Schuttdecke von mehr als 50 m. Bei 81 Bohrungen betrug die Mächtigkeit mehr als 100 m, ja in einzelnen Fällen überschritt die Ziffer das zweite, bei Tönning in Holstein selbst das dritte Hundert.

Die „Unterfante“ des Diluviums, d. h. seine Grenze gegen die darunter liegenden Tertiär- oder Kreideschichten, reicht an vielen Stellen tief unter den Meerespiegel hinab. Denken wir uns die gesamte Schuttdecke abgetragen, so würde Norddeutschland ein flaches Binnenmeer mit zahlreichen großen und kleinen Inseln vorstellen.

Eine andere, von eiszeitlichen Ablagerungen verschüttete Landschaft ist die schwäbisch-bayrische Hochebene, das „Alpenvorland“. Moränen, Schotter und Sande verschiedener Eiszeiten und ihrer Abschmelzperioden bedecken auch hier fast überall die alte, in tertiärer Zeit entstandene Landoberfläche. Die Mächtigkeit dieser Glazialbildungen, unter denen die Nagelschlucht, ein verhärteter, zu festem Gestein verkitteter Schotter eine bedeutende Rolle spielt, lernt man bei einer Wanderung im tief eingerissenen Sarntal oberhalb München vorzüglich kennen.

Abgesehen von zahlreichen kleinen Becken gibt es in Deutschland noch ein drittes um-

fangreiches Gebiet, dessen Untergrund bis zu bedeutender Tiefe von diluvialen Schottern und Sanden erfüllt ist: die oberrheinische Tiefebene. In der Eiszeit reichten die Alpen- und Gletscher bis an den Südrand des Schwarzwaldes; auch trugen die höchsten Erhebungen dieses Gebirges wie die der Vogesen eigene, selbständige Gletscher. Es ist daher kein Wunder, daß der große Süßwassersee, der sich zu Beginn der Eiszeit noch von Mainz bis Basel ausbreitete, im weiteren Verlauf dieser Periode vom Rhein und seinen Nebenflüssen ziemlich rasch zugeschlüttet wurde. Die Hauptarbeit leistete natürlich der Rhein selbst, der ursprünglich bei Basel in den genannten See mündete und hier ein mächtiges Delta aufschüttete, das immer weiter nach Norden vorrückte. Ein ähnlicher Vorgang, nur in kleinerem Maßstab, vollzieht sich heutzutage vor unseren Augen am Ostende des Bodensees; auch hier hat der Rhein aus alpinem Kies und Sand ein breites Delta aufgebaut, das von Jahr zu Jahr weiter in den See hineinwächst.

In den Schmelzperioden der Gletscher, als der angeschwollene Strom ungeheure Massen Geröll und Kies vom Gebirge niederführte, dürfte die Zugschlüttung des oberrheinischen Sees reißende Fortschritte gemacht haben. Zu Beginn der gegenwärtigen Periode war das Werk vollendet: der langgestreckte Süßwassersee hatte sich in eine Tiefebene verwandelt, die der Strom in einer tiefen Erosionsrinne, dem heutigen Rheinebett, durchfließt.

Die oberrheinische Tiefebene ist ein breiter Graben, eine kolossale Kluft der Erdrinde, deren Entstehung wahrscheinlich mit der Aufsalzung des Alpengebirges zusammenhängt. Wie tief diese Kluft hinabreicht, ist noch gar nicht bekannt. Im Jahr 1885 wurde bei Mannheim ein 175 m tiefes Bohrloch niedergebracht, das nur Schichten des mittleren Diluviums durchsank. Darunter mußten nach Lepsius noch Tone des unteren Diluviums liegen, in noch größerer Tiefe wären tertiäre Ablagerungen zu erwarten, und unter diesem ganzen Komplex würden erst die Schichten folgen, die vor dem Einbruch des Grabens unmittelbar an der Erdoberfläche anstanden. Diese alte, jetzt unter berghohen Schuttmassen begrabene Oberfläche dürfte der Juraformation angehören.

Ein Blick auf die dem Buch beigegebene Übersichtskarte zeigt, daß die drei soeben geschilderten Aufschüttungsgebiete den größeren Teil des deutschen Reiches einnehmen. Umfaßt doch die norddeutsche Diluvialprovinz

allein rund 300 000 qkm. (Flächeninhalt Deutschlands 540 000 qkm.) Was nach Abzug dieser Gebiete übrigbleibt, ist im wesentlichen gebirgiges Land, dessen Oberfläche von älteren, d. h. vortertiären Formation gebildet wird.

Im großen und ganzen fällt es mit dem Gebiet der alten karbonischen Faltenzüge zusammen (vgl. die Karte Abb. 1).

Das Schicksal dieser alten Hochgebirge hat sich in den einzelnen Landschaften ganz ver-

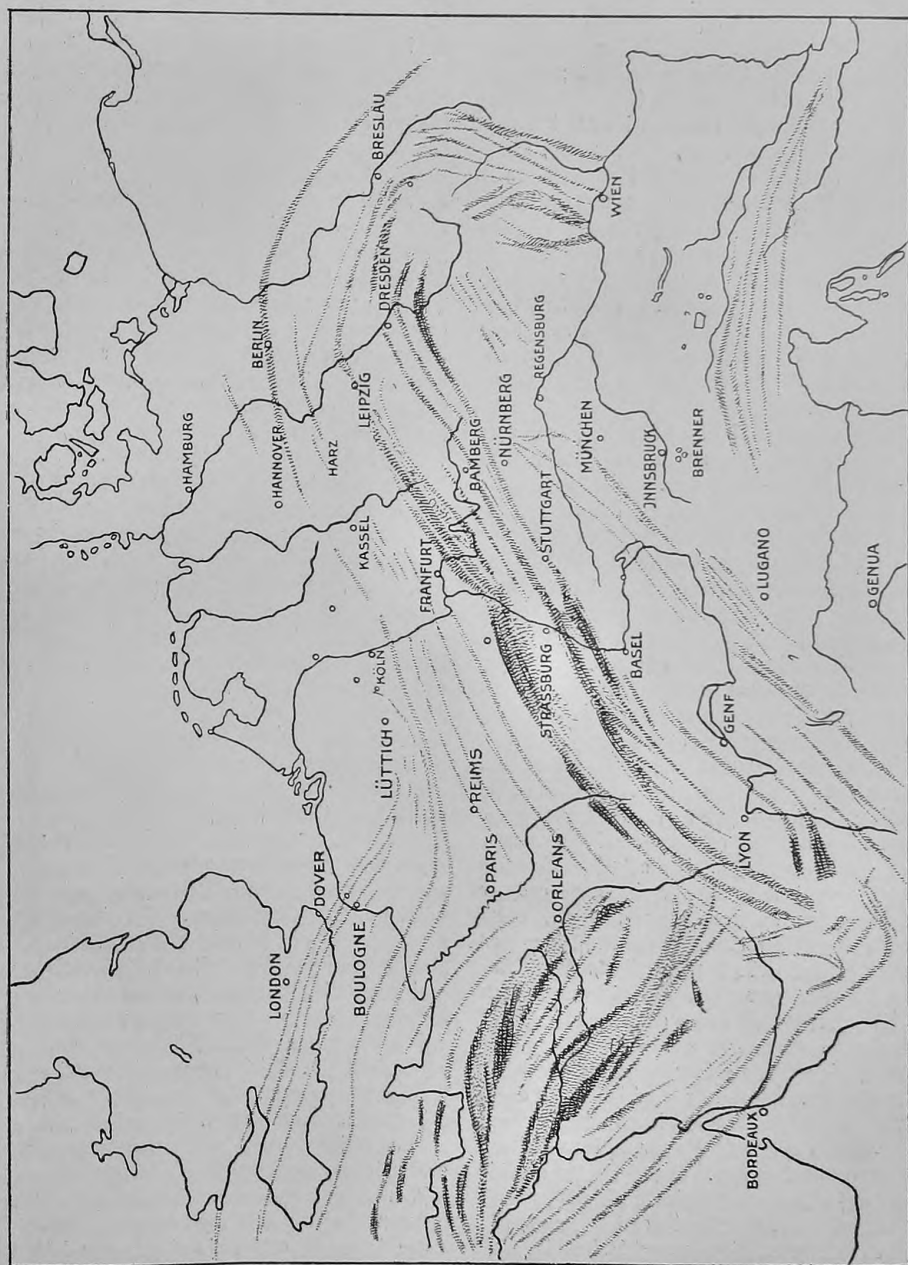


Abb. 1. Karte der karbonischen Faltenzüge nach Grech.

schieden gestaltet. Im äußersten Norden (Mark Brandenburg, Posen usw.) sind sie vollständig verschwunden, zuerst abgetragen, dann unter den Meeresspiegel gesunken und abradiert, endlich von den Sedimenten der mesozoischen und tertiären Meere zugedeckt. In anderen Gegenden treten die alten Massive unmittelbar an der Erdoberfläche zutage. Dies ist namentlich in den deutschen Mittelgebirgen der Fall; das gewaltige Devonplateau des rheinischen Schiefergebirges, die Granit- und Gneisferne der Vogesen, des Schwarzwaldes, Odenwaldes, Spessarts usw., die Glimmerschiefer und paläozoischen Schiefer des Thüringer- und Frankenswaldes sind Reste eines ursprünglich ziemlich einheitlichen Gebirgswalles, der von Mittelfrankreich in nordöstlicher Richtung etwa bis zur heutigen Elbe strich. Jenseits der Elblinie bogen die Ketten allmählich gegen Süden um; hier ist in den Sudeten ein sehr ansehnlicher Rest der „Steinkohlenalpen“ erhalten geblieben.

Die karbonischen Rumpfigebirge erreichen in verschiedenen Teilen Deutschlands Höhen von 1400—1600 m. Wir dürfen uns jedoch nicht vorstellen, daß sie seit der Steinzeit ununterbrochen in ihrer gehobenen Lage geblieben und nur durch allmähliche Abtragung erniedrigt worden wären. Aller Wahrscheinlichkeit nach war die Abtragung schon in der Permzeit so gut wie vollendet; dann sanken die noch stehenden Ruinen unter das Meer und wurden zu einer glatten Fläche abradiert, auf der sich die Sedimente der Trias-, Jura- und Kreidezeit ungeführt in bedeutender Mächtigkeit ablagern konnten. Später — über den Zeitpunkt bestehen noch erhebliche Meinungsverschiedenheiten — setzen neue gebirgsbildende Vorgänge ein; der alte Meeresboden wurde durch gewaltige Brüche in zahlreiche Schollen zerlegt, von denen manche in noch größere Tiefe absanken, während die meisten eine energische Hebung erfuhren. Das Aufsteigen des Landes geschah jedoch nicht gleichmäßig, einzelne Schollen gewannen ein höheres Niveau als ihre Umgebung und nahmen dadurch den Charakter von Gebirgen an.

Auf diese Weise gelangten bedeutende Teile der karbonischen Hochgebirge wieder ans Tageslicht, nachdem sie Jahrmillionen hindurch den Untergrund eines bald flacheren, bald tieferen Meeres gebildet hatten. Anfanglich trugen die wieder aufgetauchten Massive wohl größtenteils eine mächtige Decke mesozoischer Sedimente, obwohl es durchaus nicht ausgeschlossen ist, daß

bedeutende Schichtkomplexe schon während der Hebung von den aufsteigenden Schollen abglitten, wodurch sich die Mächtigkeit der Sedimenthülle stark verminderte. Sowie die „Kerne“ der heutigen Mittelgebirge über dem Meeresspiegel erschienen, begann von neuem die Tätigkeit der abtragenden Kräfte; ihr ist es in erster Linie zuzuschreiben, daß auf den Höhen des Schwarzwaldes, der Vogesen, des Harzes usw. das alte kristallinische Grundgebirge in weiter Ausdehnung zum Vorschein kommt.

Das Gebiet der karbonischen Rumpfigebirge umfaßt einen so bedeutenden Teil unseres Vaterlandes, zumal bei Einteilung der ihm angegliederten jüngeren Formationen, daß wir es der Übersichtlichkeit halber in eine Anzahl Provinzen zerlegen müssen. Als ein wohl abgeschlossenes Ganzes hebt sich zunächst das oberrheinische Gebirgssystem heraus, dem wir die Vogesen, die Hardt, den Schwarzwald, Odenwald und Spessart samt den dazwischenliegenden „Senkungsfeldern“ zurechnen. Auf den Höhen herrschen in weitem Umfang Granit, Gneis und kristallinische Schiefer, die Senkungen sind größtenteils erfüllt von triadischen Schichten. Gleich einem festgemauerten Ball schließt der Schwäbische und Fränkische Jura das ganze Gebiet auf der Südost- und Ostseite ab.

Eine der auffälligsten Erscheinungen in Deutschlands Bodengestaltung ist die symmetrische Lage der „Randgebirge“ zu beiden Seiten der oberrheinischen Tiefebene. Wie Bänke an einer Straße liegen Vogesen und Schwarzwald, Odenwald und Hardt einander gegenüber. Schwarzwald und Vogesen sind überhaupt Zwillingsgebirge, übereinstimmend in den Grundzügen des geologischen Baues, im Charakter der Felsarten, in der Reihenfolge und Anordnung der Formationen. Bei ihnen geht die Symmetrie so weit, daß z. B. die höchsten Erhebungen des kristallinischen Grundgebirges, Elsäßer Belchen, Hohneck usw. auf der einen, Schwarzwälder Belchen und Feldberg auf der anderen Seite fast genau einander gegenüberliegen. Viel geringer ist, wenigstens in der Gegenwart, die Ähnlichkeit zwischen Odenwald und Hardt. In beiden steht ja als Kern ein aus dem Zusammenhang gerissenes und emporgeschobenes Stück der kristallinischen Steinkohlenalpen, aber in der Hardt kommen Gneis und Granit nur an wenigen Orten in einzelnen tief eingeschnittenen Tälern

zum Vorschein, sonst legt sich über das ganze Bergland eine alles verhüllende Buntsandsteindecke. Überschreiten wir nun die Rheinebene, so erblicken wir schon von weitem am steilen Westabhang des Odenwaldes, längs der altberühmten Bergstraße, zahlreiche Steinbrüche, die uns verraten, daß hier ein wertvolles Gestein im Boden verborgen ist. In der Tat ist die ganze Westhälfte des Odenwaldes kristallinisch und besteht aus Granit, Diorit, Gabbro und metamorphen Schiefen; nur an wenigen

bruch des Rheingrabens bedeutende Schichtkomplexe der „Randgebirge“ in Bewegung gerieten und mit in die Tiefe gerissen wurden. So ist vielleicht auch ein Teil des Odenwalder Buntsandsteins und Muschelfalks an den steilen Gehängen abgeglitten und liegt jetzt unter tertiären und diluvialen Schuttmassen im Grund der Rheintalspalte.

In nahen Beziehungen zum Odenwald steht der benachbarte, nur durch das Erosionstal des Mains von ihm geschiedene Spessart.

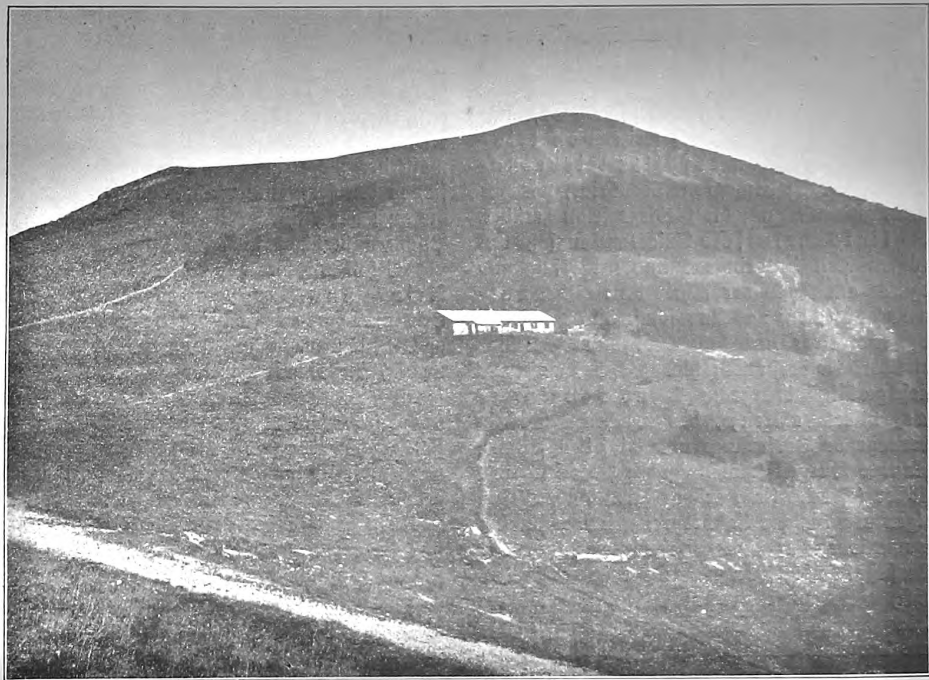


Abb. 2. Stipfel des Sulzer Belchen (Vogesen). Kulmschiefer. (Phot. v. d. Trappen.)

Stellen, z. B. bei Heppenheim, liegen kleine, isolierte Buntsandsteinschollen. Die Osthälfte aber gleicht der Hardt und ist ein großes zusammenhängendes Buntsandsteingebiet, aus dem hie und da (z. B. am Ragenbuckel) vulkanische Gesteine hervorbrennen.

Zweifellos überzog diese Sandsteindecke einst den gesamten Odenwald und trug selbst auf ihrem Rücken noch jüngere Formationen (Muschelfalk, vielleicht auch Jura). Gewöhnlich wird angenommen, Abtragung und Erosion hätten diese Sedimente von der Westhälfte des Gebirges fortgewaschen, aber die Möglichkeit ist nicht von der Hand zu weisen, daß beim Ein-

Die Sandsteinhöhen des Hochspessarts bilden die unmittelbare Fortsetzung des Sandstein-Odenwaldes; sie dehnen sich gegen Nordosten zu weiten Plateaus aus, die wieder ohne scharfe Grenze zur Hohen Rhön hinüberleiten. Auch die Rhön ist ein Sandsteinplateau, aber an so vielen Stellen von Vulkanen zerissen und durchbrochen, daß sie uns jetzt größtenteils als ein vulkanisches Bergland erscheint. Da ähnliche Erscheinungen im Spessart fehlen, so wäre sein geologischer Bau höchst einförmig, wenn nicht im westlichen Teil (bei Alschaffenburg) eine bedeutende Scholle des kristallinischen Grundgebirges auftauchte. Hier

gibt es auf kleinem Raum eine Fülle interessanter Felsarten zu sehen: massige Biotitgranite, Hornblendegranite mit Parallelstruktur, die ganz wie Gneise aussehen und früher allgemein für Gneise gehalten wurden, metamorphe Schiefer der verschiedensten Art, „körnig-streifige“ Gneise, die aus sedimentärem und vulkanischem Material zusammengeschweißt sind, körnige Kasse mit interessanten Mineralien, endlich ganz merkwürdige dunkle Ganggesteine (Kerfantite), aus deren schwarzer Grundmasse große Quarz- und Feldspatauge hervorleuchten, u. a. m. Im Gegensatz zum stark bewaldeten Hochspeßart ist der kristallinische „Hochspeßart“ ein fruchtbares, wohl bebautes und bevölkertes Hügel land.

Vogesen und Hardt sind ebenso wie Schwarzwald und Odenwald durch weite, von triadischen Schichten erfüllte Niederungen geschieden; doch greift die Trias, wie wir sahen, zum Teil auf die Gebirge selbst herüber. Das linksrheinische Triasland umfaßt den größten Teil Lothringens und der Pfalz und beginnt am Rand der Rheinebene mit Buntsandstein, der das Landschaftsbild der Nordvogesen und der Hardt vollständig beherrscht: Eine besonders widerstandsfähige Schicht, das aus Kieselgeröllen bestehende Hauptkonglomerat, bildet zahlreiche, den weichen Sandstein überragende Vorsprünge und Gipfel, auf denen bekannte Burgen (Hohkönigsburg, Trifels) und Klöster (St. Odilien) erbaut sind. Nach Westen folgen nun bis zur Landesgrenze immer jüngere Formationen: erst die verschiedenen Stufen des Muschelkalks, dann der Keuper (Lettenkohle, Gipskeuper und als jüngstes Glied der Trias die rätische Schichtengruppe). Kurz vor dem Moseltal endet die Trias: wir stehen vor einem ausgedehnten Juragebiet, von dem nur ein kleiner Teil noch auf deutschem Boden liegt.

In diesem Westzipfel des Deutschen Reichs berühren sich drei geologische Provinzen: die Lothringer Trias, das rheinische, vorwiegend aus Devon aufgebaute Schiefergebirge und zwischen beiden eine tiefe, von Schichten der Stein- kohlenzeit und des Rotliegenden ausgefüllte Mulde, die der Geologe das Saar-Nahebecken nennt.

Wer die Gegend ohne Kenntnis ihres geologischen Baus durchwandert, wird allerdings die Bezeichnung „Becken“ nicht verstehen; das Terrain ist hügelig, zum Teil bergig und erhebt sich in dem bekannten, vormals dem Gott Thunar heiligen Donnersberg zu einer Höhe von

fast 700 Metern. Und doch lehrt uns die muldenförmige Lagerung der Schichten, daß sich hier im Altertum der Erdgeschichte tatsächlich ein weites, zwischen uralten Festländern eingefunkenes Becken befand. Noch vor Beginn des Mittelalters hatten Sedimente und Lavaergüsse die Senkung zum größten Teil ausgefüllt. Rotliegende Schichten mit Resten jener interessanten Urlurche, der Stegocephalen, mit Ganoidfischen, Farnen und seltsamen Nadelholzbäumen (Walchien) nehmen weite Flächen ein; mit ihnen wechsellagern mächtige Ströme vulkanischer Gesteine, die bei Kreuznach und Airen ein geschlossenes Gebiet von über 500 qkm Flächeninhalt bedecken. Unter dem Rotliegenden folgt das in der Gegend von Saarbrücken, Neunkirchen und Ottweiler frei zu Tage tretende Steinkohlengebirge (Oberkarbon). Die Hauptmasse der Flöze (im ganzen nahezu 600) findet sich in den sogenannten Saarbrücker Schichten, die auch durch ihren Reichtum an versteinerten Pflanzen berühmt sind.

Gehen wir nun zur rechtsrheinischen Trias- und Juraprovinz über! Sie ist weit umfangreicher als die lothringische; fast ganz Württemberg und Franken, das nördliche Baden, Teile von Hessen und der Oberpfalz fallen ihr zu. Von den kristallinen Massiven des Schwarzwaldes und Odenwaldes dehnt sie sich gegen Osten bis zum bayerisch-böhmischen Grenzgebirge; im Süden folgt die Grenze ungefähr der Donau, hinter der das mit Tertiär und Diluvium bedeckte Alpenvorland beginnt; nur im Norden fehlt der Abschluß: hier setzt sich die fränkische Trias in gleicher Ausbildung weit fort durch das hessische Bergland bis ins südliche Hannover. Dieser weite Raum, von den Geologen das schwäbisch-fränkische Senkungsfeld genannt, bildete zur Triaszeit den Schauplatz eines lange währenden Kampfes zwischen Land und Meer; daher wechseln Ablagerungen eines bald flacheren, bald tieferen Meeres mehrfach mit Schichten, die in Sümpfen, Salz- und Süßwasserseen entstanden sind oder von Flüssen abgesetzt wurden. Erst mit Beginn der Jurazeit gelang es dem Meer, einem Ausläufer der warmen Tethys, von Süden her das süddeutsche Festland voll und ganz zu erobern und Jahrmillionen hindurch zu behaupten.

Die Trias zerfällt bekanntlich in drei Abteilungen: Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Von den Abhängen des Schwarzwaldes brechen die Buntsandsteintafeln mit zahlreichen Verwerfungen in die Tiefe nieder

und versinken unter den flachliegenden jüngeren Formationen. Fruchtbare Niederungen, die Hohenloher Ebene, der Taubergrund, die Umgegend von Würzburg bezeichnen die Verbreitung des Muschelfalks. An diese tief gelegenen Flächen grenzt ein höher ansteigendes, oft prächtig bewaldetes Hügelland, das Gebiet des Keupers. Die Keuperhügel beginnen im Kraichgau, ziehen nach Osten zur Frankenhöhe und weiter gegen Norden zum Steigerwald, dessen breite Rücken schöner Bu-

schwäbisch-fränkischen Juragebirges. Aus der Neckarniederung steigt man über fruchtbare, obstreiche Berghänge allmählich auf zu den rauhen, steinigten Hochflächen der schwäbischen Alb; die regelmäßige Lagerung führt uns stufenweise empor zu immer jüngeren Schichten: von den dunklen Schiefern und Kalken des Lias über die gelben Sandsteine und braunverwitterten Kalksteine des Doggers hinauf zu den hellgrauen und weißen Malmfalken, welche die Zinnen des Gebirges bil-



Abb. 3. Beckenfels (Buntsandstein) auf dem Odilienberg (Vogesen). (Phot. v. d. Crappen.)

chenhochwald bedeckt. Im Landschaftsbild treten vor allem die mächtigen Sandsteinmassen des mittleren Keupers hervor: der Schilfsandstein mit einer reichen, aus Zykadeen, Schachtelhalmen und Farnen bestehenden Flora, der weiße Stubensandstein Schwabens, der die berühmte, das Stuttgarter Museum zierende Gruppe von *Aëtosaurus ferratus* geliefert hat, endlich in Franken der *Semionotus*-Sandstein mit dem charakteristischen *Ganooid-fisch* (Schmelzschupper) *Semionotus Bergeri*.

Über den Keuperhügeln erhebt sich als dritte und höchste Stufe der steile Wall des

den. Diese Dreiteilung der Juraformation tritt auch dem ungeschulten Beobachter deutlich vor Augen (vgl. das Profil der schwäbischen Alb auf der beigegebenen Tafel).

Da die zerklüfteten Weißjurakalke und Dolomite fast alles Regen- und Schneewasser versickern lassen, sind die Hochflächen der Alb in hohem Grade verkarstet. Wasser findet sich nur im Grunde einiger tiefen Talschluchten, aus denen es zu hochgelegenen Dörfern hinaufgefahren oder gepumpt werden muß. Wo es der Boden erlaubt, wird Ackerbau getrieben, aber weite Flächen sind steinigtes Ödland. Das

Plateau wird zerschnitten von wilden, tief eingerissenen Felschluchten, die nur noch im Frühjahr oder nach starken Regengüssen Wasser führen; periodisch fließende Quellen, „Hungerbrunnen“ und ausgedehnte Höhlensysteme (namentlich in der Fränkischen Schweiz) liefern den Beweis, daß im Innern des verkarsteten Gebirges bedeutende Wasserläufe kursieren.

Der langgestreckte Jurazug erfährt nur an einer Stelle eine auffällige Unterbrechung: im Ries bei Nördlingen. Hier hat das Jura-gebirge ein kreisrundes Loch; ein tiefer Kessel zeigt sich, dessen Boden ganz junge Ablagerungen bedecken. Zwischen diesen kommt die



Abb. 4. Weißjura-Mauer (Malmkalk) am Gipfel des Hohenstaufen. (Phot. v. S. Crappen.)

und da, namentlich am Rande des Kessels, ganz unerwartet das kristallinische Grundgebirge (Granit und Gneis) ans Licht. Das ganze Riesgebiet ist durch Spalten zerstückelt und verworfen, die Juraschichten zertrümmert, verflürzt und übereinander geschoben. Unzweifelhaft gehen alle diese Erscheinungen auf vulkanische Vorgänge von unerhörter Gewalt zurück. Wie sich Branca, der vorzügliche Kenner des Riesgebietes, die Entstehung des merkwürdigen Kessels denkt, wurde im Abschnitt „Vulkanismus“ dieses Buches auseinandergesetzt.

Das oberrheinische Gebirgssystem ist die zweitgrößte geologische Provinz des Deutschen

Reichs; es umfaßt, vom Alpenvorland und Bayerischen Wald abgesehen, alles Land südlich der Mainlinie und wird an Ausdehnung nur von dem großen norddeutschen Diluvialgebiet übertroffen. Wie Inseln aus ruhiger See tauchen aus den zumeist flachliegenden jüngeren Formationen die karbonischen Gebirgskümpfe auf — keine allzu bedeutende Massen, wenn man den weiten Umfang des ganzen Gebietes bedenkt. Viel einheitlicher und in sich geschlossener ist ein anderer, im Norden an das oberrheinische Gebirgssystem grenzender Rest der Steinkohlenalpen: das niederrheinische Schiefergebirge.

Wer von Mainz mit dem Rheindampfer stromabwärts fährt, erblickt bald zur Rechten ein blaues, zu ansehnlichen Höhen aufsteigendes Waldgebirge. Es ist der Taunus, der südlichste Zweig des rechtsrheinischen Schiefergebirges, das ein paar Stunden weiter abwärts von beiden Seiten dicht an den Strom tritt und ihm den Weg zu verstopfen droht. In engem, cañonartigem Tal durchbricht der Rhein das mächtige, aus gefalteten Devonischen aufgebauete Massiv. Wie schon im ersten Band erwähnt wurde (S. 60), ist die Oberfläche des Gebirges eine weit ausgedehnte Plateau, aller Wahrscheinlichkeit nach eine Abtragsfläche, in die der Rhein und seine Nebenflüsse ein weitverzweigtes Netz enger Täler und Schluchten eingegraben haben.

Zum rheinischen Schiefergebirge im weiteren Sinne rechnen wir auch zwei größtenteils vulkanische Bergländer, die Bodererifel und das Siebengebirge, ferner das Aachener und das niederrheinische Steinkohlenrevier. In scharfem Gegensatz zu den südlichen Kumpfgebirgen (Schwarzwald, Vogesen usw.) bleibt am Niederrhein fast überall die Granit- und Gneisformation in der Tiefe verborgen; an der Oberfläche machen sich hauptsächlich devonische Schichtgesteine breit, Grauwacken, Tonchiefer und Kalksteine; dazu kommen die zahlreichen, teils sehr alten, teils erst aus der Tertiärzeit und dem Diluvium stammenden vulkanischen Ergüsse und in den Steinkohlenrevieren ausgedehnte Ablagerungen der Karbonperiode. Aufsteigender Granit ist nur in zwei verschwinnend kleinen Vorkommen bekannt; doch haben vulkanische Kräfte an vielen Stellen das kristallinische Grundgebirge gerissen und Bruchstücke seiner Felsarten an die Oberfläche befördert. So findet man in den vulkanischen Tuffen der Eifel

massenhaft Auswürflinge von Granit, Gneis und kontaktmetamorphen Schiefen, und auch die Lavagesteine enthalten oft eingeschmolzene Brocken fremdartiger Gesteine, die der aufsteigende Schmelzfluß von den Wänden seines Kanals losriß und herauftrug. Die gleiche Formation, die im Schwarzwald das Feldbergmassiv, in den Vogesen den Belchenstock aufbaut, bildet, wie aus jenen Funden hervorgeht, auch den tieferen Untergrund des rheinischen Schiefergebirges.

Große Verwerfungen trennen im Osten das devonische Bergland von einer meist tiefer ge-

an dessen Ostseite der schöne Park von Wilhelmshöhe liegt. Berühmt wegen seiner interessanten Schichtenlagerung ist der Meißner, ein breiter fargartiger Rücken, dessen Gipfel eine über Braunkohlenschichten ausgebreitete Basaltdecke bildet (vgl. Bd. I S. 93).

Großen Umfang nehmen die vulkanischen Durchbrüche im Süden des mitteldeutschen Triasbeckens an. Hier erhebt sich der Vogelsberg, der Rest eines gewaltigen Basaltgebirges, das in der Tertiärzeit eine Höhe von 2—3000 m erreicht haben mag. Heute ist dieser mächtige Vulkan bereits soweit abgetragen, daß er nur



Abb. 5. Landschaft aus dem schwäbischen Jura. Lenninger Tal und Wielandsteine. Hochfläche bei Neuffen.

legenden, sanftwelligen Triaslandschaft, die von der Weser und ihren Quellflüssen Werra und Fulda durchströmt wird. Aus dem Triasbecken ragen mehrere Mittelgebirge auf: im Norden das mit prächtigen Buchenwäldern bedeckte hessische Bergland, ein altes, durch Brüche und Flußerosion zerstückeltes Buntsandsteinplateau. Auch hier sind zur Tertiärzeit große Massen vulkanischer Gesteine hervorgebrochen, wie die im ganzen hessischen Waldgebirge verbreiteten Basaltkuppen zeigen. Wo mehrere Basaltberge sich zu einer Gruppe vereinigen, entsteht ein kleines vulkanisches Kuppengebirge, z. B. der Habichtswald bei Kassel,

noch 600 m über die umgebende Triaslandschaft aufsteigt. Das fest in sich geschlossene Massiv besteht aus zahlreichen, über- und nebeneinander lagernden Basaltströmen und bedeckt nahezu 40 Quadratmeilen Land (d. i. doppelt so viel wie der Ätna, der größte europäische Vulkan der Gegenwart).

Östlich vom Vogelsberg liegt die Rhön, ein malerisches, aus Basalt und Phonolith (Klingstein) aufgebautes Kuppengebirge, dessen Formen an die des Siebengebirges erinnern. Die Rhön ist kein einheitlicher Riesenvulkan wie der Vogelsberg, sondern aus einer Anzahl großer und kleiner Kuppen zusammengesetzt,

zwischen denen an vielen Stellen die triadische Unterlage zum Vorschein kommt. Nichtsdestoweniger bleibt die Mächtigkeit der vulkanischen Ergüsse staunenswert. Interessant sind auch die oligozänen Schichten der Rhön, in denen man zahlreiche Pflanzenfunde gemacht hat, die auf ein recht warmes Klima hinweisen, während heutzutage die Rhön bekanntlich zu den rauhesten Gegenden Deutschlands gehört.

Die Unterlage der heftigen Lavadecken und Ströme, die Triasformation, setzt ohne Unterbrechung über den Main fort und verbindet sich mit der Trias des fränkisch-schwäbischen Senkungsfeldes. Man kann daher das heftige Bergland als einen Ausläufer

Gebirgsbau Deutschlands hochwichtige Linie trennt die karbonischen Kumpfsgebirge in zwei Gruppen: eine westliche und östliche. Die westliche haben wir schon kennen gelernt; zur östlichen gehören Thüringer- und Frankenthal sowie das langgestreckte deutsch-böhmische Grenzgebirge vom Fichtelgebirge bis zum Mährischen Gefenke, endlich fern im Norden der Harz.

Thüringer- und Frankenthal sind an großen Brüchen aufgestiegen, die der soeben erwähnten tektonischen Linie folgen; daher die im allgemeinen nordwestliche Richtung ihrer Hauptkämme. Auf der Karte sieht es aus, als bildeten die beiden Gebirge ein in sich

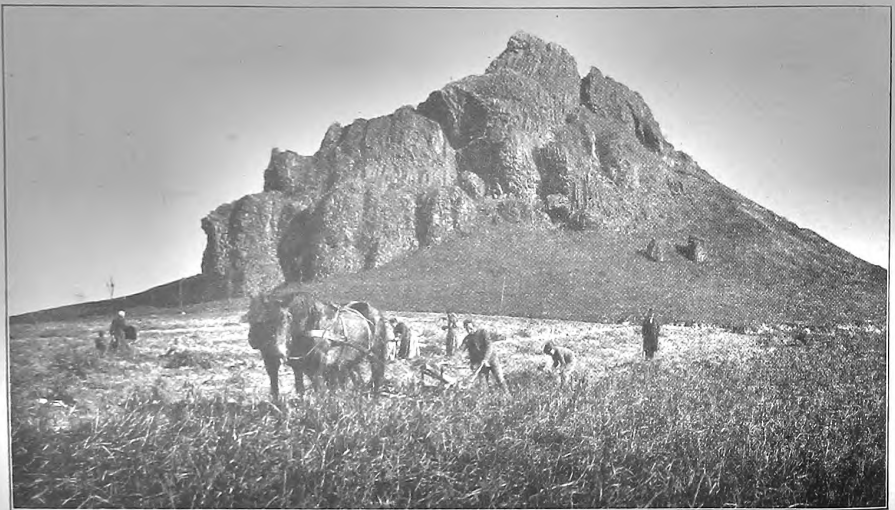


Abb. 6. Der Scharfenstein im heftigen Bergland. Basalt. (Phot. E. Braun.)

des oberrheinischen Gebirgssystems auffassen, der sich zwischen die gehobenen Schollen des rheinischen Schiefergebirges auf der einen, des Harzes und Thüringer Waldes auf der anderen Seite einschiebt. Das heftige Bergland besitzt jedoch soviel Eigenartiges, vor allem die kolossalen vulkanischen Ergüsse, daß man es besser als selbständige geologische Provinz behandelt. Im Triasgebiet südlich des Mains kommen nämlich vulkanische Durchbrüche nur ganz vereinzelt vor.

Im Osten endigt die Triaslandschaft an großen Verwerfungen, die bei Regensburg beginnen, zuerst nördlich nach dem Fichtelgebirge verlaufen, dann nach Nordwest umbiegen und dem Rand des Thüringer Waldes (vgl. die Übersichtskarte) folgen. Diese für den

geschlossenes Ganzes, aber in Wirklichkeit weichen sie im geologischen Bau erheblich voneinander ab. Der breite, auf weite Strecken einer Hochebene gleichende Frankenthal enthält dieselben steil aufgerichteten Schiefer und Grauwacken wie das rheinische Schiefergebirge; doch tritt das Devon mehr zurück, und kambriische sowie karbonische Schichten haben das Übergewicht. Wie am Niederrhein verhüllen auch hier die paläozoischen Schiefer fast überall das kristallinische Grundgebirge, und da vulkanische Durchbrüche fehlen, so ist das Gesamtbild sehr eiförmig.

Die Schieferbede greift noch auf den benachbarten Teil des Thüringer Waldes über; erst ein paar Kilometer nordwestlich vom tief eingeschnittenen Schwarzatal ändert sich

mit einem Schlage der gesamte Gebirgscharakter. Die sanftgewellte Hochebene mit ihren langgezogenen Kuppen hat ein Ende, die Klämme sind von nun an scharfartig, die Täler kurz und im Oberlauf sehr steil; vielgestaltige Felsengruppen überragen die bewaldeten Rücken und treten wie Sporne an den Gehängen hervor. Wir haben das Gebiet der großartigen Porphyrgänge erreicht, die in der älteren Permzeit, im Rotliegenden (vgl. Bd. I S. 57), hervorbrachen und mit mannigfaltigen, im Wasser abgesetzten Rotliegendeschichten wechselagern. Diese Formation beherrscht von nun an den Thüringer Wald, der „mit seiner Wurzel aus dem Schiefergebirge im Süden hervorwächst und sich wie ein Keil gegen Nordwesten immer mehr zuschärft, um schließlich in schmaler Endzunge bei Hirschfeld unweit Eisenach zu endigen“.

An einigen Stellen ist jedoch die rotliegende Decke zerrissen, und in den Rissen wird das karbonische Grundgebirge (Granit, Gneis, Glimmerschiefer usw.) sichtbar. Das größte dieser „Fenster“, wenn man den Ausbruch anwenden darf, öffnet sich in der Gegend der gewerblustigen Orte Ruhla und Brotterode: hier taucht eine uralte Hochgebirgskette auf, ein breites Gewölbe von Glimmerschiefern, die nach der Tiefe zu in Gneis übergehen und von zahlreichen Eruptivgesteinen durchsetzt sind. Diese stark gehobene Scholle des Grundgebirges bildet wahrscheinlich die direkte Fortsetzung der kristallinischen Speßartgesteine in der Nähe von Aschaffenburg; das fehlende Zwischenstück ist tief abgesunken und wird von der Trias des heßischen Berglandes verhüllt.

An den Frankenwald schließt sich ohne scharfe Grenze das Fichtelgebirge; in beiden findet man die gleichen kambrischen, silurischen und devonischen Schiefer, aber während sie das Landschaftsbild des Frankenwaldes fast allein bestimmen und beherrschen, ordnen sie sich im Fichtelgebirge den ausgedehnten Gneis- und Granitmassen unter, die der Abtragung stärkeren Widerstand entgegensetzen und daher höher aufragen als die weichen, rasch verwitternden Schiefer. Als Kern des Fichtelgebirges gilt das mächtige, von der Rössene und dem Ochsenkopf bis zum Kapellenberg reichende Granitmassiv; noch umfangreicher ist das im Nordwesten gelegene, etwa 330 qkm umfassende Münchberger Gneisplateau, dessen eigentümliche Lagerungsverhältnisse (die umgebenden Schiefer schießen unter den Gneis ein) ein vielumstrittenes Problem bilden.

Das benachbarte Erzgebirge ist ganz

nach demselben Bauplan gegründet wie das Fichtelgebirge; auch im Charakter der Felsarten, in der reichen Erzführung usw. zeigt sich eine so weitgehende Übereinstimmung, daß man die beiden Bergländer als geologische Einheit auffassen darf. Bekanntlich fehlt dem Erzgebirge im Norden, auf deutscher Seite, durchaus der gebirgige Charakter; es ist ein einziges, weit ausgedehntes Plateau, das sich gegen Norden sehr allmählich abdacht. Ganz anders ist der Anblick von Süden, vom Egertal aus: hier steigt das Gebirge in geschlossener Mauer über die nordböhmische Niederung auf, die von Eger über Karlsbad und Teplitz bis zur Elbe reicht.

Der jähe Abfall auf böhmischer Seite ist durch einen großen Bruch der Erdrinde entstanden. Was heute noch vom Erzgebirge steht, ist wenig mehr als die nördliche Hälfte; fast der gesamte Südlügel versank in der Tertiärzeit an einem von Franzensbad bis zur Elbe verlaufenden Spaltenzuge. In dem Senkungsfeld kam es dann zu großartigen vulkanischen Durchbrüchen: die mächtigen Basaltmassen des Duppauer Gebietes bei Karlsbad und des böhmischen Mittelgebirges bei Teplitz und Aussig entquollen den frisch aufgerissenen Spalten und füllten den grabenförmigen Einbruch zum Teil wieder aus. Heiße Quellen und Sauerlinge steigen noch heute aus den erkaltenden Lava-herden empor.

Im Norden sinkt das Plateau des Erzgebirges allmählich in ein von karbonischen und rotliegenden Schichten erfülltes Becken ab, das bei Zwickau ergiebige Steinkohlenlager enthält. Jenseits dieser Mulde erhebt sich ein zweiter, dem Erzgebirge paralleler, aber niedrigerer Sattel: das sächsische Mittelgebirge, nach dem vorherrschenden Gestein auch Granulitgebirge*) genannt. Es ist ein flaches Gewölbe mit breiter, einförmiger Oberfläche; nur wo Flüsse das Gebiet queren, haben sie tiefe Schluchten ausgegährt, an deren Wänden der Granulit malerische Felspartien bildet (z. B. den berühmten Harzaspung an der Zschopau. Im übrigen macht das Granulitplateau noch weniger als das Erzgebirge auf den Laien den Eindruck eines Berglandes; nur durch Flußerosion sind hier Höhenunterschiede zustande gekommen, und da die Oberfläche des

*) Granulit (früher Weißstein genannt) ist ein sehr eigenartiges, helles Tiefengestein, dem Granit verwandt, wie schon der Name andeutet, aber durch gewisse Bestandteile (Granat, Rutil, Zyanit u. a.) von ihm unterschieden.

Plateaus fast ganz mit diluvialen und tertiären Schuttmassen bedeckt ist, so wird der Granulit fast nur in den Taleinschnitten sichtbar.

Ein anderes Grofionsgebirge ist, wie schon im ersten Band (S. 209) gezeigt wurde, die sächsische Schweiz. Am Osiende des Erzgebirges tauchen die Gneise und Schiefer der alten karbonischen Ketten plötzlich unter und versinken in einem breiten Graben, den in der Gegenwart die Elbe benützt, um auf ihrem nach Norden gerichteten Lauf die sudetischen



Abb. 7. Der Falkenstein in der Sächsischen Schweiz. Quader sandstein. (Phot. Kufsahl.)

Bergländer zu durchbrechen. Dieser Graben war zur jüngeren Kreidezeit vom Meer erfüllt; ein Arm des großen norddeutschen Kreidemeeres führte zwischen Erz- und Lausitzer Gebirge hindurch und stellte die Verbindung mit dem böhmischen Kreidemeer her. In dieser 30–40 km breiten Straße wurden die bekannten „Quadersandsteine“, die „Plänermergel“ und -Kalle der Sächsischen Schweiz abgelagert.

Die Kreideschichten liegen im allgemeinen direkt auf dem kristallinischen Grundgebirge und zwar, von lokalen Störungen abgesehen, in

vollkommen horizontaler oder ganz schwach geneigter Stellung. Die gesamte Schichtenfolge erreicht eine Mächtigkeit von 300–400 m. Niemals hätte aus diesem Tafelland ein an pittoresken Szenerien so reiches Gebirge werden können, wenn nicht die einzelnen Felsarten den zerstörenden Kräften gegenüber ganz verschiedene Widerstandsfähigkeit besäßen. Wo die weichen Mergel den Untergrund bilden, erblicken wir sanfte Abhänge und breite, fruchtbare Terrassen mit freundlichen Dörfern. Darüber ragen die fahlen, weithin sichtbaren Wände des Quadersandsteins auf, dessen wuchtige Formen wir im Königstein und Lilienstein, in der Bastei usw. bewundern. Die rechtwinklige Zerklüftung des Sandsteins weist dem ausnagenden Wasser bestimmte Angriffswege zu und führt zur Entstehung jener malerischen Felsbasteionen, Türme und Säulen, die den eigenartigsten Schmuck des prächtigen Berglandes ausmachen.

Die Kreide setzt sich gegen Südosten ins Lausitzer Gebirge fort; hier trifft man zahlreiche vulkanische Durchbrüche, Basalt- und Phonolithkegel, die dem Quadersandsteingebirge aufgesetzt sind. Dem größtenteils auf böhmischen Boden gelegenen Lausitzer Gebirge ist im Norden ein ansehnliches Granitmassiv vorgelagert, die sogenannte Granitplatte der Oberlausitz. Sie bildete in der Kreidezeit das Ufer des schon erwähnten, die Sudeten durchbrechenden Meeresarms. In der Gegenwart trennt eine große Verwerfung („Lausitzer Hauptverwerfung“) die Kreide vom Kristallinischen. Stellenweise herrschen an den Grenzen des Massivs ganz ungewöhnliche Lagerungsverhältnisse: der Granit ist über die Kreide geschoben, liegt also einer viel jüngeren Formation auf. Wir werden diese merkwürdigen Erscheinungen später im einzelnen kennen lernen.

Etwa an der Elblinie vollzieht sich eine eigentümliche Schwenkung der karbonischen Ketten: sie verlassen die bisher eingehaltene Nordostrichtung und biegen, wie der Verlauf der Sudeten zeigt, nach Südosten um. Die ersten Spuren dieser Ablenkung machen sich schon diesseits der Elbe an der Ostgrenze des Erzgebirges bemerklich. Wir müssen wohl annehmen, daß auch die uralte Geosynklinalen, aus der die Steinkohlenalpen emporwuchsen, entsprechend gekrümmt war; wahrscheinlich folgte sie den Küsten eines längst versunkenen Festlandes, dessen Kern etwa im heutigen Polen zu suchen ist. Zwischen dem polnischen und dem nicht minder alten böhmischen Massiv blieb nur ein verhältnismäßig schmales Becken frei,

das in der mittleren Steinkohlenzeit zum Schauplatz großartiger Faltungsvorgänge wurde.

Das Produkt dieser Faltungen, die Sudeten, bildet in der Gegenwart einen 300 km langen Gebirgszug, den natürlichen Grenzwall zwischen den schlesischen und böhmisch-mährischen Ländern. Der landschaftliche Charakter ist in vielen Teilen des Gebirges ernst und düster: dichte, oft ganz unwegsame Wälder wechseln mit weiten, öden Sumpfläichen und Hochmooren. Wo die Kämme sich über die Waldgrenze er-

den westlichen kristallinen Schiefer der Sudeten. Im Süden herrscht roter Granit vor, der durch seine großen Kalifeldspatkristalle an einen Porphyr erinnert, im Norden Gneis mit großen, weißen Feldspatäugen. An diesen Kern schmiegt sich im Südosten eine Glimmerschieferzone, zu der auch der höchste Berg des Riesengebirges, die Schneekoppe, gehört. Das ganze kristallinische Massiv wird mantelförmig von Schichtgesteinen sehr verschiedenen Alters umhüllt.



Abb. 8. Gipfel der Schneekoppe im Riesengebirge (Glimmerschiefer). Im Vordergrund Kammpartie.

heben (vorzüglich im Riesengebirge) nimmt die Landschaft alpines Gepräge an. Die weiten Hochflächen sind mit kurzem, grauem Gras bekleidet, dessen harte Blätter bei unvorsichtiger Berührung die Haut ritzen. Dazwischen wächst das niedrige Gebüsch des Kriechholzes (Zwergkiefer, in den Alpen Latsche genannt), das hier und da auch ganze Abhänge bedeckt. Auf den höchsten Kämmen tritt oft der kahle, nur von Flechten überwachsene Fels zutage.

Der geologische Bau der Sudeten ist ziemlich verwickelt. Iser- und Riesengebirge gehören geologisch eng zusammen und bilden

Studiert man die Lagerung dieser Sedimente, so stellt sich heraus, daß alle Schichten, die älter als das Oberkarbon sind, Faltungen erlitten haben, während die oberkarbonischen selbst und alle später abgelagerten keine Beeinflussung durch die Gebirgsfaltung zeigen. Die Aufstülpung des Iser- und Riesengebirges fällt also in die Mitte der Steinkohlenzeit.

Im Osten grenzt das Riesengebirge an das Waldenburger Becken, eine alte, jetzt von Oberkarbon, Rotliegendem und oberer Kreide ausgefüllte Senkung, in der stellenweise lebhafter Steinkohlenbergbau betrieben wird. Schon in

der jüngeren Steinkohlenzeit lag hier ein bedeutendes vulkanisches Zentrum, dessen Ausbrüche sich in der rotliegenden Periode noch verstärkten; die Kerne der alten Vulkane treten uns jetzt in den zahlreichen Porphyr- und Melaphyrbergen*) des Gebietes entgegen. Die Kreide ist zum Teil, wie in der sächsischen Schweiz, als Quadersandstein entwickelt, dessen Verwitterung und Auflösung auch hier die merkwürdigsten Erosionsformen geliefert hat (Adersbacher Felsenstadt, Weckelsdorfer Felsendom usw.).

Östlich vom Waldenburger Bergland erhebt sich das zweite Hauptmassiv der Sudeten: das Altwatergebirge mit dem westlich angrenzenden Glazer Schneeberge. Gneis und Glimmerschiefer, nur an wenigen Stellen von Granit durchbrochen, bauen diese Ketten auf. Dichter Wald bedeckt die Abhänge der breiten, sanft gewölbten Bergrücken, während die höheren Rämme samt den aufgesetzten Ruppen (Schneeberg, Altwater) des Baumnuchses entbehren und nur mit Gras bekleidet sind. Das Massiv schiebt gegen Westen zwei kristalline Wälle vor, die wie eine Zange die Grafschaft Glatz und das Waldenburger Becken umspannen: im Norden das Reichensteiner und Eulengebirge; im Süden das Habelschwerdter und Abfbergergebirge. Diese Vorsprünge nähern sich dem Westmassiv der Sudeten, dem Riesengebirge, bis auf wenige Gehstunden. Die weitere Fortsetzung der karbonischen Ketten, die schon in der Gegend von Reichenstein die Neigung zeigen, völlig nach Süden umzubiegen, liegt ganz außerhalb der Reichsgrenzen. Wie ich bei früherer Gelegenheit erwähnte, lassen sich die letzten Ausläufer bis in die Nähe von Wien verfolgen.

Abschüssig von allen anderen Ketten der Steinkohlenalpen ragt aus der norddeutschen Tiefebene der Harz empor. „Zum letzten Mal“, sagt R. Lepsius, „bäumt sich hier das Grundgebirge der ältesten Sedimente (Silur, Devon, Karbon) und des Granites noch einmal auf zu einem mächtigen Gebirgsstocke, um dann im nördlichen Deutschland völlig zu verschwinden unter jüngeren Schichtenstufen und unter den diluvialen Ablagerungen. Durch seine eigentümliche Lage, durch die wilde Schönheit seiner Wald- und Felsenatur, durch den Erzreichtum in seinem Schoße erwarb sich der Harz trotz geringer Ausdehnung den Ruf eines ausgezeichneten und sagenreichen Gebirges.“

Im ganzen bildet er ein elliptisches Massiv, dessen Längsachse von NW nach SO läuft, also den Sudeten parallel gerichtet ist. Diese Orientierung entspricht jedoch nicht dem inneren Bau des Gebirges; denn die Schichten streichen im rechten Winkel dazu, d. h. nordöstlich, und der gleichen Richtung folgen auch zahlreiche Eruptiv- und Erzgänge, ja selbst einzelne Bergketten, z. B. der lange, aus silurischen Schichten aufgebaute Acker- und Bruchbergkamm. Im inneren Bau stimmt also der Harz mit den übrigen westlich der Elbe gelegenen Rumpfgebirgen überein.

Seitdem es eine geologische Wissenschaft gibt, gilt die Entstehung des Harzes für eines der interessantesten und schwierigsten Probleme, die auf deutschem Boden zu lösen sind. Am Aufbau des merkwürdigen Gebirgsflokes beteiligten sich zwei anscheinliche Granitmassive: Brocken und Ramberg, dann silurische, devonische und karbonische Schichten, deren Gepräge an die gleichaltrigen Formationen des rheinischen Schiefergebirges erinnert. Unbekannt ist der hervorragende, doch zum Teil einer viel jüngeren Zeit entstammende Erzreichtum dieser Schichten (Kupfer- und Eisenerz des Rammelsberges bei Goslar, Silbererzgänge von Claustal und Andreasberg). Rings um jedes der beiden Granitmassive schlingt sich ein prächtiger Kontakthof metamorphoisierter Schiefer.

Im Westen, Süden und Osten umsäumt den Harz in wechselnder Breite ein Band von Rotliegendem und Zechstein. Daran schließt sich im südlichen Vorland des Harzes ein ausgedehntes Buntsandsteingebiet, in das die fruchtbare Niederung der Goldenen Aue, ein von ganz jungen Ablagerungen erfülltes Becken, eingesenkt ist. Aus ihrer Mitte ragt steil und isoliert ein felsiges Waldgebirge auf: der Kyffhäuser. Ein Granitalkolith bildet den Kern; darüber liegen rote Sandsteine, Konglomerate (verfälschte Gerölle) und Schiefertone mit verkieselten Baumstämmen, wie sie für das obere Rotliegende charakteristisch sind. Der Bau des Kaiser Wilhelm-Denkmales hat prächtige Aufschlüsse in diesen Ablagerungen geschaffen. Das Rotliegende bedeckt den weitaus größten Teil des Gebirges, nur im Süden legt sich Zechstein darüber; hier leuchten an den Abhängen die weißen Gipfelschneen, und das Innere des Berges durchziehen vielgestaltige Höhlen, von denen bis jetzt nur eine einzige, die Barbarossahöhle, bequem zugänglich ist (vgl. Bd. I S. 254).

*) Melaphyr ist eine für tertiäre Basalte gebräuchliche Bezeichnung.

Der mittel- und norddeutsche Zechstein zeichnet sich durch wertvolle Minerallagerstätten aus. Eisleben (unfern der Südoßede des Harzes) ist bekannt als Mittelpunkt des Mansfelder Kupferreviers. Gegenstand des Bergbaus ist der sogenannte Kupferschiefer, eine nur 60 cm mächtige Einlagerung des unteren Zechsteins, nahe der Grenze des Rotliegenden. Der schwarze, an versteinerten Fischen und Pflanzen überreiche Schiefer enthält in seiner untersten Lage bedeutende Mengen staubfein verteilter Kupfererze, im Mansfelder auch etwas Silber. Der obere Zechstein zwischen Harz, Elbe, Aller und Weser ist berühmt als Fundstätte der volkswirtschaftlich so wertvollen Kalisalze, die stets in Verbindung mit mächtigen Stein Salzlagern auftreten. Auch im Süden des Harzes, z. B. bei Sondershausen und Duderstadt, ferner zwischen Thüringer Wald und Vogelsberg findet sich die gleiche Formation. Sowohl in Mächtigkeit als Ausdehnung stehen diese Salzlager auf der ganzen Erde einzig da. Die Gesamtzerzeugung Deutschlands an Kalisalzen betrug im Jahre 1906 bereits über $3\frac{3}{4}$ Millionen Tonnen im Werte von etwa 45 Millionen Mark. Die früher verächtlich als „Abraumsalze“ bezeichneten und beiseite geschafften Kalisalze stellen somit einen Nationalschatz dar, dessen Wert gar nicht hoch genug bemessen werden kann.

Die großen Bodenbewegungen, die zur Aufwürmung der Steinkohlenalpen führten, hörten in den meisten Gegenden noch vor Abschluß der Steinkohlenzeit auf, doch kennt man auch Landschaften, in denen noch Schichten des Rotliegenden eine, wenn auch schwache, Faltung erlitten. Alle jüngeren Formationen, also vom Zechstein an, blieben ungefaltete, nur Verwerfungen und Brüche griffen noch oft störend in den Zusammenhang der Schichten, bewirkten das Absinken einzelner Schollen, das Aufsteigen anderer und schufen jene Höhenunterschiede, die den bergigen Charakter von Mittel- und Westdeutschland bedingen.

So ist es im Gebiet der karbonischen Kumpfsgebirge. Sonderbarerweise aber treffen wir im Nordwesten unseres Vaterlandes langgestreckte Höhenzüge, deren Schichtenbau eine viel jüngere Faltung verrät. Alle Ablagerungen vom Zechstein bis zur unteren Kreide sind hier zu Mulden und Sätteln zusammengeschoben, die obere Kreide aber liegt auf weiten Strecken nahezu horizontal. Diese Faltung muß also in der Mitte der Kreidezeit stattgefunden haben.

Quer durch Lippe und das nördliche Westfalen zieht sich in nordwestlicher Richtung ein langgestreckter Bergzug, der Teutoburger Wald, dessen letzte Ausläufer bis Bentheim



Abb. 9. Der Hohenstein im Süntelgebirge, mit weitem Ausblick über die Berge des Wesertales. (Phot. Fritz Lang.)

an der holländischen Grenze reichen. Als stark zerbrochener, von Verwerfungen durchsetzter Sattel hebt er sich im Süden breit aus dem heffischen Bergland heraus und legt sich gegen Nordwesten immer schmaler zusammen. Die Mitte des Sattels nimmt die Trias ein; an den Flügeln fallen Jura- und Kreideschichten nach außen ab. An zwei Stellen wird die Trias von hinaufgepreßten paläozoischen Schollen durchbrochen: bei Ibbenbüren und im Piesberge bei Osnabrück findet sich Oberkarbon mit abbaubwürdigen Steinkohlenflözen, ferner Rotliegendes und Zechstein. Es handelt sich hier um einen „Ausbruch“ tiefliegender Schollen, wie er, allerdings in weit größerem Umfang, auch im Harz zu beobachten ist.

Verlängert man die Achse des Teutoburger

Waldes gegen Südost, so trifft sie fast genau auf den in gleicher Richtung ziehenden Thüringer Wald. Am Nordfuß dieses Gebirges endigte, wie wir bislang glaubten, die große, bei Regensburg beginnende Bruchlinie, die den Bayerischen Wald, das Fichtelgebirge, den Thüringer- und Frankenwald von den abgefunkenen Trias- und Jurafeldern trennt (vgl. oben). Jetzt stellt sich heraus, daß sie viel weiter nach Nordwesten reicht, als wir annahmen; nur im hessischen Bergland verlieren

deren Schichten streichen gegen Nordost, also rechtwinklig zur Regensburger Bruchlinie und daher auch rechtwinklig zur Kammlinie des ganzen Gebirges zuges. Von späteren Faltungen ist im Thüringer Wald nicht die geringste Spur zu bemerken. Der Teutoburger Wald hat im Gegenteil mit der karbonischen Gebirgsfaltung nichts zu tun, sondern wurde erst in der Kreide gefaltet; das Streichen der Schichten, der Sättel und Mulden ist gegen Nordwest gerichtet



Abb. 10. Arbersee und Arber im Bayerischen Wald.

wir auf längere Strecken ihre Spur, aber bald hinter der hessisch-weißfälischen Grenze (in der Gegend von Warburg) prägt sie sich wieder deutlich im Terrain aus und bedingt den Steilabfall des Teutoburger Waldes in das Tiefland von Münster.

Thüringer und Teutoburger Wald werden also an ihren Südwestflanken von der gleichen tektonischen Linie begrenzt. Aber weiter geht die Übereinstimmung nicht. Grundsätzlich wäre es, daß eine Gebirge für die Fortsetzung des anderen zu halten. Im Thüringer Wald liegen ansehnliche Reste der alten Steinkohlenalpen;

und geht den Bruch- und Kammlinien parallel. Die Tektonik beider Gebirgszüge ist also so verschieden wie nur möglich.

Trotz seiner geringen Höhe (mittlere Kammhöhe im Süden etwa 400, im Norden 300 m) ist der Teutoburger Wald ein prächtiges, durch landschaftliche Schönheit ausgezeichnetes Waldgebirge. Sehr pittoresk wirken hohe, an den Gehängen entlang ziehende Felsmauern, die aus Sandsteinen der älteren Kreidezeit aufgebaut sind. Diese Formation fehlt den karbonischen Rumpfigebirgen vollständig, sie ist eine Besonderheit der in der

Kreide gefalteten Landschaft. In dem leicht zerstörbaren Sandstein haben hier und da die Gewässer wilde Felschluchten eingerissen; an anderen Stellen sind durch Verwitterung und Erosion Felsbildungen entstanden, die aus der Sächsischen Schweiz hierher versetzt scheinen, wie die berühmten Externsteine bei Horn im Lippeischen, frei aufragende Felstürme, die man früher ihrer isolierten Stellung wegen für nordische Findlinge hielt.

Stufen des Jura und die ältere Kreide. Wie am Nordabhang der schwäbischen Alb liegt unten das fruchtbare, reich mit Obstbäumen beplante Biazgelände, höher hinauf folgen die braunen Sandsteine und Mergel des Doggers, endlich zu oberst die mächtigen, weißen Malmkalke, deren Oberflächen bewaldet sind. An manchen Stellen, z. B. am Hohenstein im Süntel (Abb. 9) bildet der Malm senkrecht abstürzende Wände von beträchtlicher Höhe, wodurch Bil-



Abb. 11. Dachsteingebirge, von der Ramsau gesehen. Charakteristische Kalkalpenlandschaft.

Zum Gebiet der Kreidefaltung gehört ferner die Weserkette, die mit dem Süntel und Deister südlich von Hannover beginnt, an der bekannten Porta Westfalica von der Weser durchbrochen wird, dann als Wiehengebirge weiter gegen Nordwesten streicht und in der Nähe von Osnabrück endigt. Obwohl die Rämme nur 200—300 m Höhe erreichen, erscheint die Weserkette doch als mächtiger Bergwall, weil sie wie eine geschlossene Mauer die tief eingeschnittenen Täler der Weser und ihrer Nebenflüsse überragt und auf der anderen Seite steil ins norddeutsche Tiefland abfällt. Am Aufbau dieser Ketten beteiligen sich vor allem die drei

der von hoher landschaftlicher Schönheit zustande kommen.

Östlich von diesen Bergzügen, zwischen Weser und Harz liegt eine Anzahl merkwürdiger Mulden, die Schichten von der Trias bis zur oberen Kreide enthalten und gleichfalls der Kreidefaltung ihre Entstehung verdanken. Mulden sind es im geologischen, nicht im geographischen Sinne, keine Einsenkungen des Terrains, sondern Hügelrücken und Bergzüge, die das zwischen ihnen durchstreichende Weimetal um rund 300 m überragen.

Wer die Gegend kennt, dem braucht man nur den Hils und die Sieben Berge bei Alfeld



zu nennen; obwohl Teilstücke von Mulden, tragen sie vollkommen den Charakter von Mittelgebirgen und bilden der prächtigen Wälder und aussichtsreichen Gipfel wegen beliebte Ausflugsziele für die Bewohner der nahegelegenen Städte Hannover und Hildesheim.

Nur den äußersten Nordwesten der deutschen Mittelgebirgslandschaft hat die Kreidefaltung in ihr Bereich gezogen, im ganzen übrigen Deutschland sind ihre Spuren unbekannt. Dabei muß man allerdings mit der Möglichkeit rechnen, daß vielleicht der größte Teil

am entgegengeetzten Ende unseres Vaterlandes, in der Südostecke, abermals ein gefaltetes Bergland, das sich nicht in den Rahmen der Steinkohlengebirge einfügt: den Bayerschen Wald. Entstammen die nordwestdeutschen Kreideketten einer verhältnismäßig jugendlichen Faltung der Erdrinde, so ist in schroffem Gegensatz dazu der Bayersche Wald der Rest eines uralten, schon Jahrmillionen vor der Steinkohlenzeit aufgestauten Hochgebirges. Wir haben früher von dem großartigen, in der Silurzeit entstandenen Kettengebirge ge-

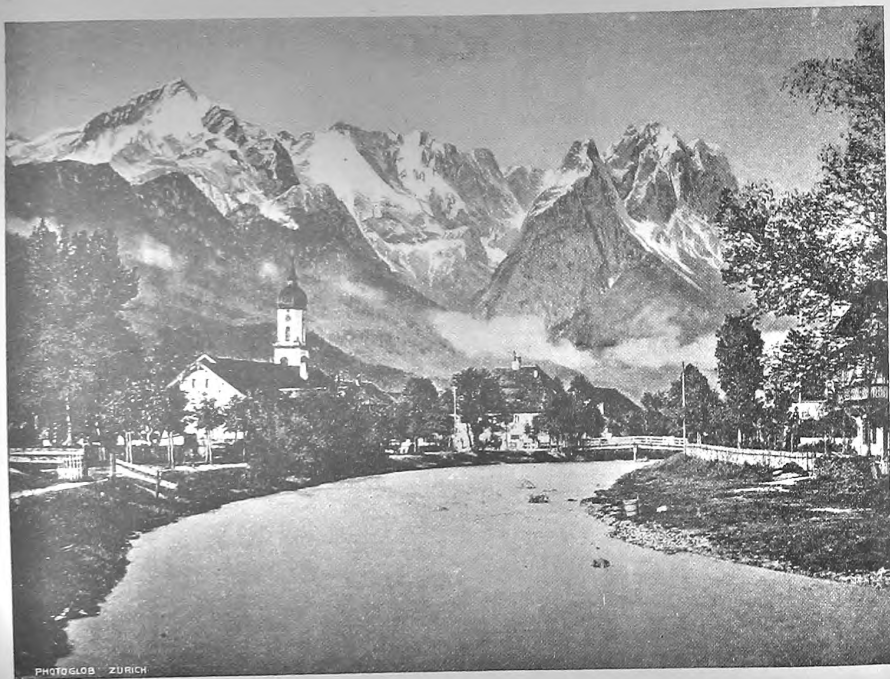


Abb. 12. Wettersteingebirge, von Sarnisch gesehen. Die Berge bestehen fast ganz aus Wettersteinkalk.

der Kreideketten in die Tiefe gesunken ist und jetzt unter der mächtigen Schuttbede des norddeutschen Diluviums begraben liegt; denn gewisse Tiefbohrungen haben uns die Existenz ausgedehnter Gebirgszüge im Untergrund der norddeutschen Tiefebene verraten. Bislang ist aber noch nicht festgestellt, ob diese unterirdischen Gebirge mit der Kreidefaltung zusammenhängen, — sie können auch weit jüngeren Alters sein, wie z. B. die großen Schollenbewegungen an den Küsten Vorpommerns und der Insel Rügen, die erst in der letzten Zwischeneiszeit vor sich gingen.

Merkwürdigerweise finden wir nun gerade

sprochen, das den Kern des damaligen nordatlantischen Festlands bildete und von Skandinavien über Schottland und Irland weit nach Südwesten reichte. Als die Nordatlantis in Trümmer ging, versank auch ein großer Teil dieses „kaledonischen“ Gebirgszuges; nur in Skandinavien und Schottland ragen seine Ruinen noch heute als stattliche Hochgebirge zum Himmel.

Daß sich die skandinavischen Gebirge ehemals viel weiter nach Süden erstreckten, vielleicht über die Ostsee bis nach Mecklenberg und Pommern hinein, darf als sehr wahrscheinlich gelten. Ungewiß aber bleibt, ob man so

weit südlich gelegene Massive wie den Bayrischen und Böhmer Wald noch zum System der kaledonischen Faltenzüge rechnen darf. Vielleicht sind diese Bergketten noch älter als die Silurzeit, vielleicht entstanden sie schon in jener nebelhaften Urzeit, die als eozoisches oder algonkisches Weltalter bezeichnet wird. Soweit Europa in Betracht kommt, sind Spuren der algonkischen Faltungen nur in Finnland mit Sicherheit nachzuweisen. Hier liegt selbst das Kambrium noch ungestört und nahezu ungeändert auf den zusammengeschobenen und aufgerichteten algonkischen Schichten, hier hat also seit Beginn der kambrischen Zeit Ruhe geherrscht, und die Faltung muß noch ins eozoische Weltalter fallen. In Mitteleuropa hingegen, wo die Schichtenlagerung auch in nachkambrischer Zeit wiederholt heftige Störungen erlitt, lassen sich die Wirkungen der silurischen Gebirgsfaltung nicht mehr von den noch älteren algonkischen Erdbewegungen unterscheiden.

Der Bayrische Wald, vom Volke schlechthin der „Wald“ genannt, ist kein selbständiges, für sich abgeschlossenes Gebirge, sondern der südwestliche Teil des weit umfangreicheren Böhmerwaldes. Das ganze Massiv ist soweit abgetragen, daß fast überall die kristallinische Formation: Granit, Gneis, Glimmerschiefer usw. zutage tritt, nur an einzelnen Stellen liegen darüber noch kleine von der Abtragung verschonte Schollen karbonischer und rotliegender Gesteine. Im Streichen der Schichten wie des ganzen Gebirges zeigt sich eine merkwürdige Übereinstimmung mit den viel jüngeren Kreide- und Juraketten Nordwestdeutschlands; in beiden Fällen ist Nordwest die herrschende Grundrichtung. Auch der Pfahl, jener großartige Quarzgang, dessen schwer zerstörbare Felsen oft wie Mauern aus der umgebenden Gneis- und Granitlandschaft aufragen, erstreckt sich 130 km weit in gerader Richtung gegen Nordwest; er ist wohl die Ausfüllung einer breiten Verwerfungspalte, die zum System jener tektonischen Linien gehört, an denen Frankenwald, Thüringer Wald, Teutoburger Wald usw. emporgestiegen sind.

Abgesehen von den Quarzklippen des Pfahls gibt es im Bayrischen Wald kaum irgendwelche größeren Felspartien; Gneis und Granit bilden flache, langgezogene Berggründen, die ungefähr parallel zu einander in nordwestlicher Richtung dahinziehen. Die gleichmäßige Gestalt und Anordnung dieser Bergzüge macht das Landschaftsbild oft recht eintönig, zumal in den vorderen Teilen des Gebirges, die

ihrer ehemaligen prächtigen Waldschmuck beraubt sind. Die runden, weichen Formen erklären sich durch die tiefgründige Verwitterung der kristallinischen Gesteine; wie die Aufschlüsse der Kiezgruben zeigen, ist der Granit bis zu bedeutender Tiefe in einen halb kiefrigen, halb erdigen Mulm verwandelt (kumulative Verwitterung, vgl. Bd. I, S. 147). Selbst die höchsten Gipfel: Arber, Rachel, Lusen, haben die Gestalt abgerundeter, breiter Kuppen, nur einzelne Schieferberge, z. B. der Osser, sind scharf gefirrt. Eigenartig wirkt die Doppelgestalt der meisten Hochgipfel, indem gewöhnlich zwei Kuppen, eine höhere und eine niedrigere, dicht beieinander stehen.

Am der Südoeste des Bayrischen Waldes, wo Donau und Inn zusammenfließen, liegt auf schmaler felsiger Landzunge die uralte Stadt Passau. Weltberühmt ist die prächtige Aussicht von den Höhen über der Stadt, z. B. vom Observatoriumsturm der Feste Oberhaus, wo man die eigentümliche Lage der Stadt zwischen drei Flüssen überblickt, deren Täler man von der Mündung weit aufwärts verfolgen kann. Von merkwürdigem, geologischem Interesse ist das Gebirgspanorama auf beiden Seiten der Aussichtswarte. Im Norden und Nordwesten dehnen sich die gestreckten Berggründen des Bayrischen Waldes, deren höchste Gipfel, Dreifesselberg, Rachel, Arber, deutlich hervortreten. Diesem ältesten Stüd deutschen Bodens direkt gegenüber steigt auf der Südseite die zerrissene Kette der bayrischen und Salzburger Kalkalpen empor. Dort ein altersgrauer, bis auf den kristallinischen Kern abgetragener Gebirgsumpf, hier eins der allerjüngsten, erst gegen Ende der Tertiärzeit fertig gewordenen Faltengebirge. Hügeliges Land, aufgebaut aus tertiären Schichten, die zum Teil von diluvialen Schuttmassen verdeckt werden, trennt die beiden so verschiedenalterigen Kettengebirge.

Nur eine schmale Randzone der Alpen greift auf deutsches Gebiet über. Früher hielt man alle diese Ketten: Algäuer Alpen, Wettersteingebirge, Karwendel, Kaisergebirge usw. wie überhaupt die ganzen „nördlichen Kalkalpen“ für autochthones, in der Tiefe wurzelndes Gebirge, das dort, wo es jetzt aufsteigt, aus dem Untergrund emporgepreßt und in Falten zusammengeschoben worden sei. Nach moderner Auffassung (die allerdings von der Mehrzahl der österreichischen Geologen nicht geteilt wird) ist das gesamte Gebirge nördlich vom Inn und der Salzach Deckenland, d. h. es ruht wurzellos auf anderen, zum Teil jüngeren

Gebirgsmassen.*) Sein Ursprung liegt im Süden, vielleicht dort, wo heute die kristallinischen Massive der Ötztaler Alpen und Hohen Tauern aufragen, vielleicht auch noch weiter südlich.

Von den zahlreichen Zonen, die das Alpengebirge aufbauen, finden wir auf deutschem Boden nur zwei: die ostalpine und die helvetische Kalkzone. Am breitesten macht sich im Algäuer und Bayrischen Hochland die ostalpine Trias mit ihren klagigen Kalk- und Dolomitmassen (Wettersteinkalk, Arlbergkalk, Ramsaundolomit, Hauptdolomit, Dachsteinkalk), deren pralle, oft 800—1000 m hohe Felsabstürze in erster Linie die wilderhabene Szenerie der Kalkalpen bedingen. Wie von Riesenhänden aufgetürmte Mauern erheben sie sich hoch über die Längstäler des Gebirges, nur ein Stück klettert der Wald an ihnen empor, dann folgen mächtige Schutthalben, die sich mit dem steilsten Böschungswinkel an das Felsgerüst anlegen. Aus diesen Schuttmassen ragt nackt und kahl der zerklüftete Kalk- und Dolomitfels auf (vgl. Abb. 11).

Die ungeheure Mächtigkeit der ostalpinen Triasformation galt von jeher für ein schwieriges Problem der Alpengeologie. Früher begnügte man sich mit der Annahme, der Grund des ostalpinen Triasmeeres sei im Lauf der Zeit immer tiefer abgesunken; daher hätten sich über den älteren Sedimenten immer wieder neue Schichtmassen absetzen können, ohne daß darum das Meer ausgefüllt wurde. Ob die behauptete, Jahrmillionen hindurch in größter Regelmäßigkeit andauernde Senkung ein wahrscheintlicher Vorgang ist, sei dem Urteil der Leser überlassen. Neuerdings neigt man der Meinung zu, daß gerade die mächtigsten Kalk- und Dolomitmassive gar keine ursprünglichen Bildungen sind, sondern erst bei der Deckenbildung aufgeschichtet wurden. Eine Kalkbecke schob sich über die andere, so daß in Wirklichkeit eine mehrfache Wiederholung des gleichen Schichtkomplexes vorliegt, wo das Auge eine einzige Ablagerung von ungeheurer Mächtigkeit zu erblicken glaubt. Die imponierende, gegen das Innthal abfallende Steilwand des Vorderen Sonnwendjochs bei Braxlegg, scheinbar eine durchaus einheitliche Kalkmasse besteht, wie vor einigen Jahren nachgewiesen wurde, aus fünf wie Dachziegel übereinandergeschobenen Triaskalklagen, zwischen die sich ganz dünne Lagen von rotem

Liaskalk einschoben. Fünffach wiederholt sich also hier die gleiche Schichtenfolge. Wäre der Lias nicht an seiner Farbe so leicht kenntlich, so hätte man schwerlich den verwinkelten Aufbau jener Kalkwand enträtselt.

Ähnliche Überschiebungen wie im Sonnmwendgebirge dürften auch in anderen Teilen der nördlichen Kalkalpen verbreitet sein. Vielfach sind aber bei dem Gebirgsschub die trennenden Zwischenlagen ausgequetscht und vollständig verschwunden, so daß es nicht mehr möglich ist, die einzelnen Schubmassen voneinander zu unterscheiden.

Nur an wenigen Stellen reicht das ostalpine Kalkgebirge bis an den Rand der schwäbisch-bayrischen Hochebene, meist schiebt sich eine Zone niedriger Flysch- und Kreideberge dazwischen. Sie gehört einem ganz anderen Faziesbezirk der Alpen an, dem in der Schweiz so mächtig entwickelten helvetischen Gebirge. Als schmaler Saum begleiten diese „Schweizer Berge“ die gesamten Algäuer, Bayrischen und Österreichischen Alpen vom Bodensee bis Wien, überall langgestreckte, fast bis zum Ramm bewaldete Rücken bildend, deren weiche gerundete Formen in auffälligem Gegensatz zu den schroffen Felsmauern, den zerrissenen Graten und scharfen Spitzen der Triasalpen stehen. Die Flyschzone trägt vollständig den Charakter eines Mittelgebirges, nur vereinzelte, aus härterem Kreidegestein aufgebaute Gipfel, wie der Grönten bei Innsbruck, kommen mit ihren schroffen Böschungen und zerklüfteten Felsabstürzen der Formenwelt des Hochgebirges näher.

Der schmale Streifen helvetischer Gesteine am Nordrand der Ostalpen ist eine sehr merkwürdige Erscheinung, die erst im Licht der modernen Deckentheorie eine befriedigende Erklärung gefunden hat. Aller Wahrscheinlichkeit nach bildet er nur den äußersten Saum einer weit nach Süden ausgebreiteten, unter den Kalkalpen begrabenen Decke. Als Grundlage des Wettersteingebirges, des Karwendels usw. hätten wir uns überall helvetische Gesteine zu denken. Vielleicht schwimmen die gesamten Bayrischen und Nordtiroler Kalkalpen auf Flysch, der ja auch in der Schweiz vielfach von den wandernden Gebirgsmassen überschoben und zugedeckt wurde. Die mächtigen Flyschabfälle am Nordrand der Alpen können nur in einem weit ausgedehnten Flachmeer entstanden sein, und man wüßte nicht, wo dies Meer gelegen haben könnte, wenn nicht an Stelle der heutigen Tiroler und Salzburger Alpen.

*) Näheres über Deckenbildung wolle man Bd. I S. 346 nachlesen.

Um dem Leser die Orientierung zu erleichtern, gebe ich folgende

Übersicht der hauptsächlich geologischen Provinzen Deutschlands:

1. Die großen, in der Eiszeit aufgeschütteten Flächen (norddeutsche Tiefebene, Alpenvorland, oberrheinische Tiefebene).

2. Die in der Steinkohlenzeit gefalteten Kumpfsgebirge samt den angrenzenden Becken und Senkungsfeldern. Eine von Regensburg bis Bentheim streichende Störungszone teilt diese Gebirge und Niederungen in zwei Gruppen:

a) Westliche Gruppe (oberrheinisches Gebirgssystem, niederrheinisches Schiefergebirge, heßisches Bergland).

b) Östliche Gruppe (Thüringer- und Frankenwald, Harz, Fichtel- und Erzgebirge, Sudeten).

3. Das Gebiet der Kreidefaltung (Teutoburger Wald, Wesergebirge, Osterwald, Hils usw.).

4. Das älteste Gebirgsmassiv Deutschlands, der im Silur oder noch früher gefaltete Bayerische (und Böhmer-) Wald.

5. Das jüngste, tertiäre Faltungsgebiet: die Bayerischen, Nordtiroler und Salzburger Kalkalpen.

Im großen und ganzen ist Deutschland ein Schollenland; die weiten Moorflächen und Sandheiden des Nordens ruhen auf denselben, vielfach zertrümmerten und von unzähligen Verwerfungen durchschnittenen älteren Formationen, die im mittleren und südlichen Deutschland an zahlreichen Stellen unmittelbar zutage treten.



	Erster Abschnitt Die norddeutsche Tiefebene	
--	--	--

Erstes Kapitel. Die älteren Schichtensysteme (Devon bis Jura).

Das norddeutsche Tiefland ist ein sehr jugendliches Gebilde der Erdoberfläche. Seine ebenen oder schwach gewellten Flächen, seine niedrige Lage, sein scheinbar ganz gleichmäßiger Bau sind das Ergebnis geologischer Vorgänge, die sich zum Teil noch vor den Augen des Menschen abspielten.

Seit der ältesten Urzeit haben Land und Meer um den norddeutschen Boden gekämpft. Lange, lange Perioden hindurch behauptete das Meer die Oberherrschaft, mächtige Schichtabsätze, über deren weite Verbreitung uns die Tiefbohrungen aufklären, bildeten sich auf seinem Grunde. Zu anderen Zeiten war Norddeutschland, wie überhaupt der größte Teil Mitteleuropas landfest. Dann arbeiteten Gebirgsbildung, Vulkanismus, Erosion und Denudation daran, dem Lande ein vielgestaltiges Relief aufzuprägen.

Die älteste geologische Geschichte unseres Gebietes ist in tiefes Dunkel gehüllt. Aller Wahrscheinlichkeit nach gab es zur Devonzeit einen großen atlantischen Kontinent, der von Nordeuropa nach Kanada hinüberreichte; wir wissen jedoch nicht, ob er noch die nördlichsten Teile unseres Vaterlandes mit umfaßte. Im Untergrund der norddeutschen Tiefebene sind devonische Schichten außerordentlich selten erhoben worden. In den russischen Ostseeprovinzen findet man das Devon in weiter Verbreitung als Old-Red-Formation entwickelt; es sind dies Sandsteine, die auffällig an unseren viel jüngeren Buntsandstein erinnern und nach Ansicht mancher Geologen in ausgedehnten Wüstenländern entstanden sind. Andere Forscher halten jedoch den Old-Red für eine in großen Süßwasserseen zum Absatz gelangte Schichtenfolge. Wie dem auch sei, auf jeden Fall deutet sein Vorkommen auf unmittelbare Nähe des großen, nordischen Kontinents, der also zum mindesten hart an die Grenze des heutigen Norddeutschlands reichte.

Übrigens haben neuere, in der Gegend von Memel ausgeführte Tiefbohrungen gelehrt, daß der russische Devon sandstein noch ein Stück weit über die Grenze fortsetzt. Vielleicht ging von dem nordischen Festland eine Halbinsel aus, die einen Teil des heutigen Ostpreußens bedeckte.

Wahrscheinlich ist, daß der Westen der norddeutschen Tiefebene zur Devonzeit wie auch in der älteren Steinkohlenzeit vom Meer überflutet war. Um die Mitte der Steinkohlenzeit trat jedoch ein Wandel ein. Während die asiatischen Teile des nordischen Kontinents unter Wasser sanken, tauchte in West- und Mitteleuropa überall neues Land auf, dessen einzelne Glieder sich rasch zum festländischen Horst zusammenschlossen. Quer über den neu geschaffenen Kontinent streckte sich jener mächtige Gebirgsbogen, dessen Ruinen, von jüngeren Sedimenten umhüllt, die Kerne der deutschen, französischen und englischen Mittelgebirge bilden. Zweifellos reichte die Außenzone der Steinkohlenalpen weit in das jetzige norddeutsche Flachland hinein. Der heute ganz ebene Landstrich zwischen Hannover und Berlin, auch gewisse weiter nördlich gelegene Teile der Lüneburger Heide und der Utmarsk dürften damals Gebirgscharakter bezeugen haben.

Als der allgemeine Rückzug des Meeres begann, siedelte sich auf dem empor tauchenden Lande nahe der Küste jene üppige Vegetation an, aus der später die Steinkohlenlager hervorgingen. Im heutigen norddeutschen Flachlande scheinen allerdings die Verhältnisse der Kohlenbildung nicht sonderlich günstig gewesen zu sein. Als sich dann das Land mehr und mehr hob und die Hochgebirge emporwuchsen, setzte eine sehr kräftige Erosion und Denudation ein, deren Produkte, Geröllmassen, Sand und Schlamm, sich über das Vorland der Steinkohlenalpen ausbreiteten. Schon damals wurden weite Gebiete Deutschlands verschüttet. Die herabgeschwemmten Trümmer häuften sich in manchen

Gegenden derart an, daß sie als selbständige, den Karbonschichten auflagernde Formation erscheinen — das Rotliegende, von dem in der einleitenden Übersicht mehrfach die Rede war. Während der Ablagerung des Rotliegenden dauerten in Mitteleuropa die günstigen klimatischen Verhältnisse der Steinkohlenzeit fort, wie die den Trümmergesteinen hier und da eingeschalteten Steinkohlenlager beweisen.

Ob im Untergrund der norddeutschen Tiefebene Steinkohlen- und rotliegende Schichten vorkommen, ist unbekannt. Anders verhält es sich mit den Abjagen des nächst jüngeren Zeit-

Nordrand des rheinischen Schiefergebirges; hier öffnete sich eine breite, nach Süden gerichtete Bucht, deren Abschluß in der Gegend von Heidelberg und Speier zu suchen ist. Im übrigen fehlt der Zechstein auf der linken Rheinseite, hier war also nach wie vor Festland. Von Heidelberg bog die Küste nach Norden zurück, zog an den Nordhängen des Erzgebirges entlang und lief quer durch Schlesien und Russisch-Polen nach Kurland. Während wir so das Südufer des Zechsteinmeeres ziemlich genau kennen, herrscht über den Verlauf der Nordküste noch Ungewißheit.

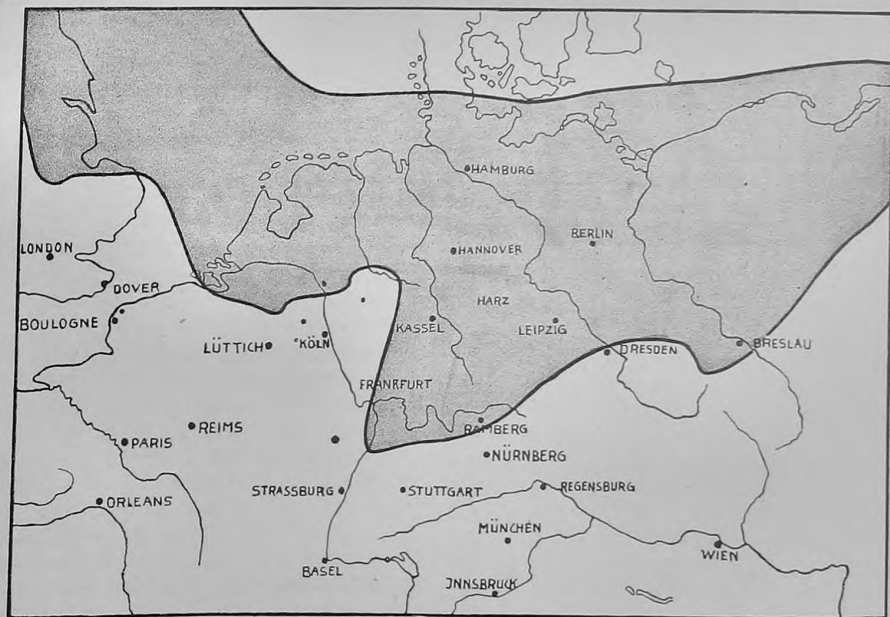


Abb. 13. Wahrscheinliche Ausdehnung des Zechsteinmeeres. Land hell, Meer dunkel.

alters: der Zechsteinformation. Die Ergebnisse einer Anzahl Tiefbohrungen lassen in Zusammenhang mit anderen Beobachtungen keinen Zweifel übrig, daß der Zechstein unter dem gesamten norddeutschen Flachland, von der holländischen, bis zur russischen Grenze, durchstreicht.

Nach der Festlandsperiode, in der die Steinkohlenlager und die Geröllmassen des Rotliegenden abgelagert wurden, drang das Meer etwa von der heutigen Nordsee aus nach Süden vor und überflutete einen bedeutenden Teil Mitteleuropas. Die Küste des so entstandenen Zechsteinmeeres (vgl. die Kartenskizze Abb. 13) lief etwa von Yorkshire in England bis zum

Wahrscheinlich stand die Zechsteinsee durch einen Meeresarm mit dem Polarmeer (das aber damals kein „Eismeer“ war!) in Verbindung.

Berücksichtigt man nur den an der Erdoberfläche selbst anstehenden Zechstein, so liegt dessen Hauptverbreitungsgebiet in Mitteldeutschland, wo er oft als schmaler Saum die älteren Gebirge umrandet. Das ist z. B. der Fall am Fuß des Harzes, des Thüringer- und Frankenthaldes, auf der Ostseite des rheinischen Schiefergebirges usw. Merkwürdigerweise aber tritt der Zechstein auch an einzelnen Punkten des norddeutschen Tieflandes ganz unvermittelt an die Oberfläche.

Eine der interessantesten dieser Zechstein-

inseln ist der Segeberger „Kalkberg“ an der Bahnlinie Neumünster-Oldesloe, der heute noch 60 Meter über seine diluviale Umgebung aufragt (91 m über Normalnull), ehemals aber bedeutend höher und breiter gewesen sein muß, weil die Bewohner seit Jahrhunderten ihren Bedarf an Bruchsteinen und Gipsmörtel aus



Abb. 14. Fußabdrücke eines den Amphibien zugeordneten großen Wirbeltiers, des Handtiers (Chirotherium). Aus dem Buntsandstein vom Hekberg bei Hildburghausen. Die Spuren ähneln auffallend einer Hand.
Nach einer Photographie.

dem Berge gedeckt haben. Auch wird erzählt, daß Kaiser Lothar (1125—1137) auf dem Kalkberg eine Burg erbaut habe, von der man bei klarer Luft die Hamburger Türme sehen konnte, was heutzutage wohl nicht mehr möglich wäre.

Nur ein Teil des Kalkberges besteht wirklich aus Kalk, das übrige aus Gips, Anhydrit und löcherigem, porösem Dolomit (Rauhwaide), welcher letzterer als „Leitgestein“ der Zechsteinformation gilt. Daß der merkwürdige Berg nichts anderes

ist als die höchste Spitze eines im übrigen von Diluvium verdeckten Zechsteingebirges, beweisen die zahlreichen Erdfälle jener Gegend, die jedenfalls durch Einsturz von Gipshöhlen entstanden sind, sowie die hie und da, namentlich bei Oldesloe und Segeberg, aufsteigenden Solquellen, deren Ursprung in Salzlagern des Zechsteins zu suchen ist. Überdies hat man Steinsalz an mehreren Punkten derselben Gegend erbohrt.

Ähnliche Zechsteininseln gibt es noch mehr in der norddeutschen Tiefebene, so bei Lütheen in Mecklenburg, wo sich gleichfalls die Verbindung von Gips, Steinsalz, Dolomit, von Erdfällen und Solquellen findet. Nach Weinitz gehört dieses Vorkommen einem unterirdischen, nach Westnordwest streichenden Zechsteinzug von mindestens 42 km Länge an. Schichten von etwas anderem Charakter sind in der Umgegend von Stade (im nördlichen Hannover) aufgeschloffen: ziegelrote Tone und Gipslinsen mit feinsandigen Zwischenlagen. Nördlich von Hujum bildet der Geestrücken Schleswig-Holsteins ein kleines Vorgebirge, den Schobüller Berg, an dessen steilem, gegen das Meer gerichtetem Abhang ebenfalls roter Zechsteinton zum Vorschein kommt. Die gleiche Formation erscheint auch bei Lütje umweit Elmshorn, wo eine steil aufgerichtete Zechsteinscholle im Boden stecken muß; denn eine dort niedergebrachte Tiefbohrung blieb mit 1330 m Tiefe (!) in den roten Zechsteinletten stehen.

Der Leser merkt schon jetzt, daß der Untergrund des norddeutschen Tieflands recht verwickelt aufgebaut ist. Wenn eine so alte Formation wie der Zechstein an manchen Stellen bis zur Erdoberfläche heraufreicht, während man in den dazwischenliegenden Gegenden vielleicht 1000 bis 2000 m tief bohren müßte, um ihn zu erreichen, so muß das alte, versunkene Land von mächtigen Verwerfungen durchzogen und in eine Anzahl Schollen zerbrochen sein, die jetzt ganz verschiedene Höhenlage einnehmen. Schwerlich geschah diese Zerschükkung auf einmal oder auch nur im Lauf eines und desselben geologischen Zeitalters, vielmehr scheint es, als sei in langen Zwischenräumen bald hier, bald dort ein größerer Komplex in Trümmer gegangen. Die letzte derartige Katastrophe fand in der jüngeren Zwischenzeit statt; sie spaltete die vormalige ebene Kreidetafel Pommerens in zahlreiche kleine Bruchschollen, die teils absanken, teils in verschiedenen Stellungen stehen blieben, was man an den Steilküsten der Insel Rügen so schön sehen kann.

Sehr auffällig sind die vielen Zechsteindurchbrüche in Schleswig-Holstein und den angrenzenden Teilen Hannovers und Mecklenburgs. So besteht z. B. auch der Helgoländer Fels, das „Oberland“, in seinen tiefsten Schichten aus roten Zechsteimmergeln. Offenbar ruht, wie Lepsius treffend bemerkt, ganz Schleswig-Holstein auf einem unterirdischen Zechsteinrücken, einer Aufwölbung des versunkenen Landes, die sich wie ein breiter Keil zwischen Nord- und Ostseebecken einschiebt.

Um den Osten unseres Vaterlandes nicht zu vergeßen, seien auch aus diesem Gebiet ein paar Zechsteininseln angeführt. Mitten aus der flachen Diluviallandschaft der Provinz Posen ragt einsam der Gipfel eines versunkenen Berges auf, eine breite Erhebung, auf der die Stadt Hohen salza (Znowrazlaw) erbaut ist. Den Kern des Berges bilden Mergel und Gipse des Zechsteins, darunter liegt ein mächtiges Steinsalz lager, das bergmännisch ausgebeutet wird und der Stadt den Namen gegeben hat. Viel jünger sind die Gesteine an den Flanken des Berges: helle Kalk, den schwäbischen „Felsentalken“ ähnlich und wie diese aus der Weißjurazeit stammend. Sie lagern nicht gleichförmig auf den Zechsteinschichten, sondern lehnen sich unter abweichendem Winkel an den Kern des Berges an („diskordante“ Lagerung). Daraus folgt, daß der Berg von Hohen salza schon existierte, als die Weißjurakalke zum Absatz kamen, mit anderen Worten: er bildete eine Insel oder flache Untiefe im Meer der jüngsten Jurazeit.

Sperenberg (5 Meilen südlich von Berlin) ist bekannt durch sein riesiges Steinsalzlager, das etwa 89 m unter der Erdoberfläche beginnt und in 1271 m Tiefe — so weit reicht die Bohrung hinab — noch kein Ende nimmt. Wie überhaupt Steinsalzlager von so kolossaler Mächtigkeit entstehen konnten, vermag man nur schwer zu begreifen; doch haben uns gerade die letzten Jahre eine Anzahl geistreicher Erklärungsversuche gebracht, auf die ich bei Schilderung des mitteldeutschen Salzdistrikts zurückkomme. Das Sperenberger Lager gehört jedenfalls zum Zechstein; es wird von Gips bedeckt, der als Hügel den benachbarten Krümmensee überragt.

In der Zechsteinperiode stutete das Meer vom Rhein bis zur Düna, vom Neckar bis weit in die Nordsee hinaus, daran ist kein Zweifel. Versuchen wir aber die geologische Geschichte des norddeutschen Tieflands in der nun folgenden Triaszeit zu ergründen, so begegnen

uns gewisse Schwierigkeiten. Die obersten Zechsteinschichten gehen an vielen Stellen ganz allmählich in die untersten tonigen Schichten der Buntsandsteinformation über — zunächst bestand also das Meer fort. Aber über diesen tonigen Lagen folgen sehr bald die mächtigen, fast versteinungsleeren Sandsteine massen, nach denen die Formation benannt ist. Wie sind diese Sandsteine entstanden? Je nachdem man sie für Ablagerungen eines flachen Meeres, für Süßwasserablässe oder endlich für zusammengewehten und später verkitteten Wüstenand ansieht, wird man über die Schicksale Norddeutschlands zur Buntsandsteinzeit ganz verschiedene Meinungen hegen.

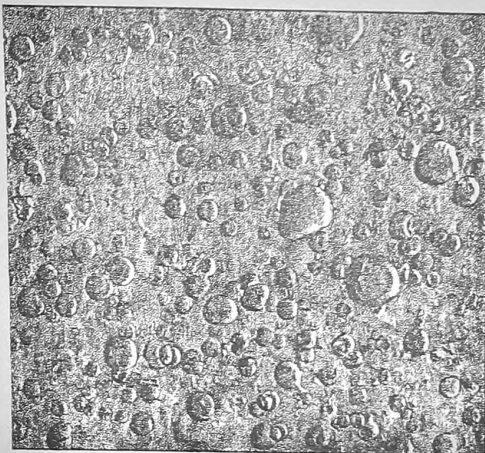


Abb. 15. Fossile Regentropfen.

Die Annahme, daß jene mächtige Folge von Sandsteinen eine Wüstenbildung sei, gewinnt heute mehr und mehr an Boden. Ihre Anhänger können sich auf folgende Tatsachen berufen. Zunächst fehlen dem Buntsandstein fast alle Reste von Meerestieren, dafür finden sich auf den Schichtflächen jene merkwürdigen, handförmigen Tierfährten, die aller Wahrscheinlichkeit nach von großen, auf dem Lande lebenden Amphibien herrühren. Andere Felsplatten sind bedeckt mit „fossilen Regentropfen“, d. h. runden, etwa pfenniggroßen Eindringen, die ein heftiger Platzregen (vielleicht eher ein Hagelwetter!) im weichen Schlamm hinterlassen hat. Dazu kommt eine Reihe anderer Erscheinungen, die sich nur schwer mit einer echt marinen Abkunft des Sandsteins in Einklang bringen lassen, wie die große Häufigkeit der Kreuz- oder Diagonalschichtung, der Kräuselmarmen

oder Wellenfurchen, endlich das zwar seltene, aber höchst wichtige Vorkommen tantiger, vom Wind zurechtgeschliffener Geschiebe, wie sie noch heute in allen Sandwüsten und Dünenstrichen zu finden sind.

Wir stellen uns also vor, daß zur Buntsandsteinzeit weite Gebiete Deutschlands als trockene Wüsten dalagen. Sie und da mochten noch Ruinen der Steinkohlenalpen aufragen, kahle Felsgebirge, die, vom Sonnenbrand zerfressen, den Angriffen des Windes nur schwachen Widerstand leisten konnten. Wolkenbrüche, die von Zeit zu Zeit selbst über die trockensten Gegenden der Erde hereinbrechen, also wohl auch der Buntsandsteinwüste nicht fehlten, schwemmten den losen Schutt von den Abhängen, füllten die Täler mit Steinströmen und breiteten ungeheure Massen Kies und Geröll über die flache Sandwüste zu Füßen des Gebirges aus. Später wurden diese Geröllschichten wieder von den wandernden Dünen verschüttet und erscheinen jetzt, zu Konglomeraten verhärtet, als weitverbreitete Zwischenlagen im Buntsandstein. (Die Gegner der Wüsthentheorie deuten sie als Strandbildungen.)

Bei solchen plötzlich eintretenden Überschwemmungen sammelte sich das Wasser in den Senkungen des Wüstenbodens und bildete dort weite, flache Seen, die durch Verdunstung allmählich salzig wurden. In ihnen siedelten

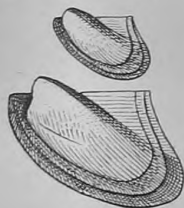


Abb. 16.
Gervillia Murchisoni.
(Aus dem norddeutschen
Buntsandstein.)

sich dünnschalige Muscheln an, z. B. Gervillia Murchisoni (Abb. 16) und Estherien, zarte, kleine Muscheltrefe, von denen schon bei der allgemeinen Schilderung der Trias die Rede war (Bd. I S. 40). Mit zunehmender Versalzung des Wassers ging natürlich diese Tierwelt wieder ein. Trocknete schließlich der See ganz aus, so blieb eine oft nur wenige Zentimeter mächtige Tonsschicht zurück, die alsbald vom Triebsand bedeckt oder auch brockenweise vom Wind fortgeweht und, wo es der Zufall wollte, in den Sand eingebettet wurde. In dieser Weise erklärt sich wohl die Entstehung der zahlreichen, dem Buntsandstein eingelagerten Tonsschichten und Tongallen (kleiner runder oder eckiger Toneinschlüsse.)

Im letzten Abschnitt der Buntsandsteinperiode unternahm das Meer einen Vorstoß und übersflutete Schritt für Schritt das ge-

samte Wüstenland. Die Ablagerungen dieser Zeit, meist bunte Letten und rote Mergel, werden als Röt bezeichnet. Von dem schweren Kampf, den das eindringende Meer mit der heißen Wüste zu bestehen hatte, zeugen die vielen, überall im Röt vorkommenden Gipsgesteine. Zeitweilig erlahmte die Bewegung des Meeres, und die Strandlinie wich wieder zurück; dann blieben auf dem vormals übersfluteten Gelände flache Strandseen und kleine Lachen zurück, die unter der brennenden Wüstensonne rasch verdunsteten, sich in Gipslager und Salzflöde verwandelten. Diese Periode des Auf- und Abschwankens, der wechselnden Übersflutungen und Trockenzeiten mag hunderttausend Jahre oder noch länger gewährt haben. Endlich verschaffte eine stärkere Senkung des alten Festlandes dem Meer für lange Zeit die Oberhand. Es begann die Muschelkalzperiode.

Das Muschelkalzmeer bedeckte fast ganz Deutschland, nur im südlichen Bayern, vielleicht auch in Pommern und Preußen war Festland. Die See blieb lange Zeit flach, trocknete sogar in der mittleren Muschelkalzzeit stellenweise aus, so daß es, ähnlich wie in der Rötzeit, zu einer massenhaften Abscheidung von Gips und Salz kam. Bald aber kehrte das Meer zurück und gewann gegen Ende der Periode ansehnliche Tiefe. Zu den bezeichnendsten Gestalten dieses Zeitalters gehören die Zeratiten, eine aus dem großen Südmeer, der Tethys, eingewanderte Ammonitengruppe, die im deutschen Binnenmeer rasch heimisch wurde und sich weniger durch Artenfülle als durch kolossale Individuenzahl auszeichnet.

In der nun folgenden Kreupzeit wiederholt sich das Spiel. Anfangs noch Herrschaft der See, dann Verflachung und Verlandung, endlich erneutes Vordringen des Meeres, das im Lauf der Zuraperiode allmählich ganz Deutschland erobert. Es ist hier nicht der Ort, ausführlich auf die Geschichte dieser Zeitalter einzugehen, weil Ablagerungen der Trias- und Zuraformation nur an vereinzelten Stellen der norddeutschen Tiefebene aufgeschlossen sind. Zur vorläufigen Orientierung möge man nachlesen, was im Abschnitt „Weltalter“ des ersten Bandes darüber gesagt ist.

Helgoland ist in geographischer und geologischer Hinsicht eine gleich merkwürdige Insel. Fremdartig liegt der einsame Felsberg da, mitten in einer ganz anders beschaffenen Umgebung, durch breite Meeresstraßen getrennt von den niedrigen Gees- und Marschinseln der friesischen Küsten. Ringsum, auf dem Meeresgrund wie

am benachbarten Festland, nichts als lockere, erst in geologisch jüngster Zeit aufgeschüttete Ablagerungen: Sande, Schotter, Geschiebelehm, Ton usw., zumeist den Moränen der diluvialen Eiszeit entstammend.

Fast möchte man vermuten, das felsige Inseln sei ähnlich wie die „Klippenberge“ der Nordschweiz (Mythen usw.) aus weiter Ferne hergewandert und liege wurzellos auf diluvialen oder gar noch jüngeren Schichtabjagen.

Davon kann aber bei näherer Betrachtung keine Rede sein. Offenbar bildete der Grund, auf dem die Insel sich erhebt, vor gar nicht langer Zeit, vielleicht noch zu Anfang der gegenwärtigen Periode (Alluvium), einen Teil des norddeutschen Festlandes. Der ganze Nordseeboden ist ja nichts anderes als der überflutete, vom Meer widerrechtlich in Besitz genommene Rand des europäischen Kontinentes; erst weit draußen, auf der Höhe der Schetlandinseln, wo der Grund ziemlich rasch von 200 auf 2000 m Tiefe absinkt, liegt die eigentliche Grenze zwischen Festland und Ozean. Noch am Ausgang der Eiszeit muß sich das Land mindestens bis zur Doggerbank erstreckt haben; denn vom Boden dieser Untiefe haben die Reste Knochenreste diluvialer Landsäugetiere (Mammut, Renntier u. a.) heraufgebracht. Aber das Land konnte den schlecht gesicherten Außenbezirk auf die Dauer nicht behaupten, es begann zu sinken und ward Stück für Stück von den vorwärts stürmenden Fluten verschlungen. Ein Bollwerk nach dem andern fiel; die Doggerbank, eine Zeitlang noch Insel, verschwand allmählich ganz unter der Meeresfläche; der schützende Dünenuall der friesischen Küsten wurde in Trümmer gerissen und auf weite Strecken gänzlich vernichtet; wohl bot der festwurzelnde Helgoländer Fels den Wogen Trost, aber das Meer drängte sich zwischen ihn und das Festland, schwemmte Gestein und Marsch hinweg und fraß sich immer tiefer ins holsteiner Land ein.

Der Helgoländer Fels ist ein Seitenstück zum Segeberger Kalkberg, er dankt wie dieser seine Existenz einer plötzlichen Aufwölbung des Zechsteingebirges. Nun liegen aber die Schichten der Insel nicht horizontal, sondern fallen unter einem Winkel von etwa 20 Grad gegen Nordost (vgl. Bd. I. S. 229). Die Folge davon ist, daß die ältesten Formationen an der langgestreckten Südwestküste des Oberlands zum Vorschein kommen müssen. Wie man schon auf Photographien erkennt, zeigen die Felswände an dieser Stelle eine deutliche Zerteilung der Schichten in eine

untere und obere Gruppe. Die untere Abteilung ist viel gleichmäßiger und einfacher zusammengesetzt als die obere; sie besteht fast ausschließlich aus dickbanigen, rotbraunen Tonen, zwischen denen sich hier und da schmale Lagen eines weißen Sandes zeigen („Katersand“ der Einheimischen). Es sind dies die gleichen Tone, die am Schobüll bei Husum, bei Stade und Elmsborn anstehen und zweifellos dem Zechstein angehören. Allerdings führt das Helgoländer Gestein kein Steinsalz, dafür aber Kupferminerale (Kotkupfererz, Ziegelerz, Kupferglanz, gediegen Kupfer), die ja auch sonst den deutschen Zechstein auszeichnen.

Viel bunter ist die obere Schichtenreihe. Rote oder rot und grün gefleckte Schiefertone wechseln in vielfacher Wiederholung mit verschiedenfarbigen Kalksandsteinen und grauen dolomitischen Kalken. Dem mit nordwestdeutschen Verhältnissen vertrauten Geologen ist diese Schichtenfolge als typisch für den unteren Buntsandstein bekannt. Leider fehlen auf Helgoland wie auch sonst im Buntsandstein Fossilien, die eine absolut sichere Bestimmung des Alters ermöglichen würden. Der fast 60 Jahre zurückliegende Fund der Rippe eines Labyrinthzähners — jener Tiergruppe, deren Knochen, Zähne und Fußspuren im deutschen Buntsandstein nicht allzu selten sind, — ist bis jetzt der einzige seiner Art geblieben.

Die höheren Schichten des Oberlands dürfen wir also mit gewissem Vorbehalt dem Buntsandstein zurechnen. Sind nun auch jüngere Formationen vorhanden? Auf dem Oberland selbst nicht, — da aber die ganze Schichtengruppe sich gegen Nordost immer tiefer senkt, so müssen auf der benachbarten Düne und den Klippen im Osten der Hauptinsel Felsbildungen späterer Zeitalter zum Vorschein kommen. Jenseits des Nordhafens ragen aus schäumender Brandung die Spitzen eines unterseeischen Klippenzugs, genannt Wite Klif und Olde Höve Brunnen. Wer die etwas schwierige Aufgabe unternimmt, an diesen Kalkfelsen Versteinerungen zu sammeln, wird sich überzeugen, daß er es hier mit Schichten der Muschelkalkzeit zu tun hat. Bequemer ist das Sammeln auf der flachen Badeinsel, der „Düne“, wo Geschiebe von Muschelkalk, mit Sand und Feuersteinen vermischt, in großer Zahl umherliegen. Das eine oder andere Leitfossil des Muschelkalks, z. B. *Lima lineata*, *Gervillia socialis*, *Myophoria orbicularis* und *laevigata*, auch Schuppen und Zähne von Ganoidfischen und Haien wird man sicherlich bei einiger Aufmerksamkeit erbeuten.

Anderer Geschiebe, zum oberen Muschelkalk gehörig, zeichnen sich durch erbsengroße, dunkelgrüne Glaukonitkörner aus.

Diese Geschiebe sind nicht etwa auf die Düne geschwennt, sondern stammen aus deren Untergrund selbst; es sind die Reste früher dort anstehender, jetzt der Verwitterung zum Opfer gefallener Felsmassen.

Die Wite Klif ist oder vielmehr war ein Gipsberg, der noch um das Jahr 1500 so hoch gewesen sein soll wie das Oberland: eine blendend weiße Klippe, nur durch eine schmale Meeresstraße getrennt von dem schweren, dunkelroten Felsmassiv der Hauptinsel. Heute ist auf der Witen Klif kein Gips mehr zu finden; schon in vorgeschichtlicher Zeit verwendeten ihn die Insulaner zum Bau ihrer Grabkammern; im Mittelalter legten steinernen Steinbrüche an und verkauften das gewonnene Material nach dem Festlande, bis 1711 eine Sturmflut den Rest des Gipslagers fortriss. Was jetzt noch von der Klippe steht, ist Kalk der jüngsten Muschelkalkzeit. Da der Gips unmittelbar darunter lag, muß er einer etwas älteren Periode, also dem mittleren Muschelkalk entstammen, der sich ja in ganz Deutschland durch Reichtum an Gips, Anhydrit und Stein Salz auszeichnet.

Ob bei Helgoland auch Keuper Schichten vorkommen, ist noch unentschieden, keinesfalls besitzen sie größere Mächtigkeit. Dagegen steht fest, daß die nächstjüngere Formation, der Jura, vollkommen fehlt. An die Muschelkalk-Jura, grenzt östlich ein etwa 500 m breiter Graben, das Skit Gatt, dahinter steigt ein zweiter, bei Ebbe trocken liegender Klippenzug auf, dessen einzelne Teile Krid-, Sells-, Pestsbrunnen und Kälbertanz heißen. Schon am Grund des Skit Gatt stehen Schichten der unteren Kreide an, daran schließt sich auf den Klippen selbst die obere Kreide. In ihrer Ausbildung, Fossilführung usw. stimmt diese Helgoländer Kreide mit der nordwestdeutschen und zum Teil auch mit der englischen überein (vgl. das folg. Kap.).

Eine andere Triaskreideinsel liegt mitten in den Sandwegen der Lüneburger Heide. Zwischen Muschelkalk, Kohlenkeuper, Gipskeuper und obere Kreide treten an verschiedenen Stellen der nächsten Umgebung Lüneburgs zutage, dem Feststein entspringende Solquellen Reiche, der Stadt schon zur Hanfszeit eine wichtige Bedeutung gesichert. Noch heute ist Lüneburg eine der leistungsfähigsten norddeutschen

Salinen und versorgt zugleich ein weites Gebiet des Flachlandes mit Kalk und Gips.

Berlin deckt seinen Kalkbedarf in den Steinbrüchen des Borortes Rüdersdorf. Hier werden, rings vom Diluvium umgeben, Schichten des Buntsandsteins und Muschelkalks sichtbar, ohne sich jedoch wie auf Helgoland und bei Lüneburg, als Hügel über das allgemeine Niveau der Umgebung zu erheben. Bekannt ist dieses merkwürdige Vorkommen seit dem 13. Jahrhundert. Damals gehörte das Land den Mönchen des Klosters Zinna, die dort mehrere Dörfer gründeten und den Boden parzellenweise an Landleute verpachteten. Die Rüdersdorfer Bauern sollen sich nun im Kloster beschwert haben, daß auf ihrer Feldmark ein Gestein zutage trete, welches der Pflugbar unüberwindliche Hindernisse entgegensetze. Als bald gingen die Mönche der Sache nach und veranlaßten die Gewinnung des unbequemen Gesteins, das sich als vorzüglicher, zu Bauzwecken hervorragender geeigneter Kalkstein entpuppte. Schon beim Bau der Klosterkirche zu Straußberg (1254) wurde Rüdersdorfer Kalkstein verwendet. Nach dem Hussitenkriege (1432) war der Bedarf an Kalksteinen zum Wiederaufbau zerstörter Gebäude ein so starker, daß die Mönche von Zinna Teile des Kalklagers an einzelne Städte, z. B. Berlin, zur Selbstausbeutung verpachteten.

Nach der Säkularisation der Klöster (1549) gingen die Brüche in den Besitz des Landesherren (damals Kurfürst Joachim II.) über. In der Folge gab es häufige Streitigkeiten und Prozesse zwischen dem Fiskus und den gleichfalls zur Kalkgewinnung berechtigten Gemeinden, die erst im Jahre 1855 durch den sogenannten Sozietätsvertrag endgültig beigelegt wurden. Seitdem erfolgt der Betrieb auf gemeinschaftliche Rechnung, und vom Reinertrag fallen $\frac{1}{3}$ dem Fiskus, $\frac{1}{3}$ der Stadt Berlin zu.

Durch die großartigen Steinbruchanlagen ist der Muschelkalk fast von der ersten bis zur letzten Schicht in einer Deutlichkeit wie kaum anderswo aufgeschlossen. Hier wie im übrigen Deutschland lassen sich in ihm drei Abteilungen unterscheiden: eine untere, der sogenannte Wellenkalk, eine mittlere mit dolomitischen Gesteinen und eine obere, die wieder vorwiegend kalkig entwickelt ist („Hauptmuschelkalk“).

Technische Verwendung findet hauptsächlich der Schaumkalk der unteren Abteilung. Es ist dies ein heller, durch und durch poröser, verfeinerter Schaum gleichender Kalkstein. Dank seiner Weichheit läßt er sich leicht behauen

hölzern, zu denen sich als drittes Glied im Bunde die mannigfaltigen, teils strauch-, teils krautartigen Farne gesellen, während die difotylen Blütenpflanzen oder Laubbölzer noch gänzlich fehlten, — also eine Flora, wie sie für das Mittelalter der Erde bezeichnend ist. Wo günstige Gelegenheit war, häuften sich die Stämme, Zweige usw. dieser Pflanzen in solchen Massen an, daß daraus im Lauf der folgenden Zeitalter Steinkohlenflöze entstanden. Es ist dies die bei Obernkirchen, Barfinghausen, Duingen und einigen anderen Plätzen abgebaute „Reisierkohle“.

Gaultstufe abschließende Komplex gehört noch der unteren Kreide an.

Während anfangs nur Westfalen und Hannover unter dem Meerespiegel lagen, dehnte sich im späteren Verlauf der Kreideperiode das Meer weit nach Osten und Südwesten aus, so daß schließlich der bei weitem größte Teil des eigentlichen Norddeutschlands unter Wasser stand. Aber auch der Süden unseres Vaterlandes blieb nicht unberührt; durch den Elbe-Graben (vgl. S. 12) drang die See bis ins Innere von Böhmen und von hier über den Böhmerwald bis Regensburg und Amberg. Da-

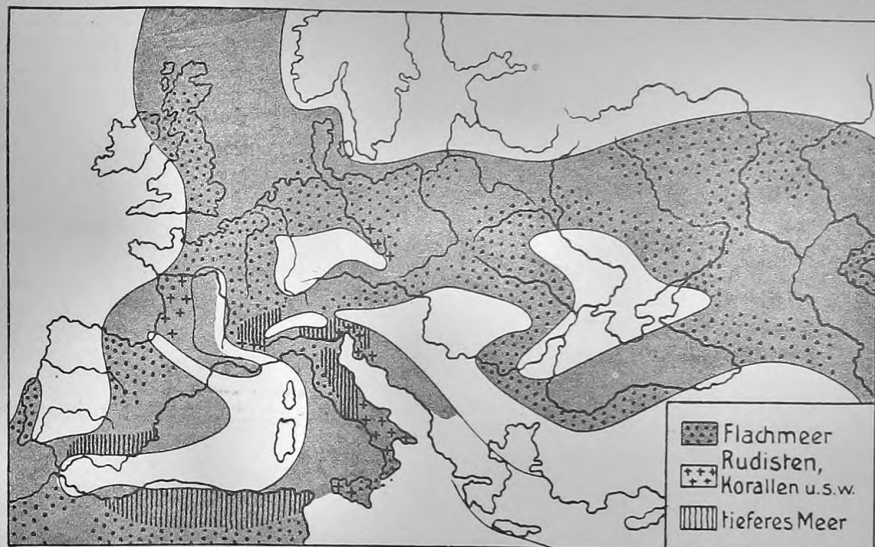


Abb. 20. Verbreitung der Meere in Europa während der Zenomanzeit. Nach Em. Kayser.

Das zwischen Jura- und Kreideperiode aufgetauchte Festland war nur von kurzer Dauer. Seine niedrigsten Teile, die Sumpf- und Seengebiete des Wäldertons, sanken schon sehr bald unter das Kreidemeer; denn, wie aus dem Befund der Leitfossilien hervorgeht, entsprechen die Ablagerungen des Wäldertons nur der aller-tiefsten, ältesten Stufe der Kreideperiode, die in der geologischen Fachsprache Verriaz-Stufe genannt wird. Über den Sandsteinen mit Süßwassermuscheln und Iguanodonfährten, über den Schiefertönen und Kohlenflözen lagerten sich nun mannigfache Schichten mit marinen Mollusken und Ammoniten ab, eine abwechslungsreiche Formation, deren nähere Kenntnis und Gliederung wir hauptsächlich den vortrefflichen Studien des Göttinger Geologen A. v. Roenen verdanken. Der gesamte, mit der

malen wurden Gebiete überflutet, die seit Jahrmillionen allen Angriffen des Ozeans getrotzt hatten. Über die kristallinen Massive Sachsens und Böhmens schritt die Flut ebenso unaufhaltsam hinweg wie über das Steinkohlengebirge Westfalens und den Buntsandstein des Eichsfeldes.

Seine größte Ausdehnung gewann das Meer noch während der Zenomanzeit. Man pflegt nämlich die obere Kreide in 4 Abschnitte oder Stufen zu gliedern: Zenoman, Turon, Emscher und Senon. Das Zenoman ist die älteste, das Senon die jüngste Stufe. Wer in der Jugend seinen Caesar gelesen hat, erinnert sich vielleicht, daß die gleichen Namen (mit Ausnahme des „Emschers“) auch unter den gallischen Völkern vorkommen, die der große Eroberer dem römischen Macht-

bereich unterworfen hat. Die Turonen wohnen an der unteren Loire, die Senomanen etwas weiter nördlich, die Senonen, einer der mächtigsten Stämme des alten Galliens, im Süden und Südosten von Paris. Diese Gegenden gehören zu dem großen nordfranzösischen Kreidegebiet, das zuerst von dem berühmten Geologen d'Orbigny eingehend untersucht und geschildert wurde. Auf ihn geht auch die erwähnte Benennung der Kreidestufen nach gallischen Völkerschaften zurück.

Als allerjüngstes Glied der Kreideformation unterschied dann d'Orbigny noch die Dänische Stufe, deren Ablagerungen über dem Senon liegen und schon einzelne Charakterzüge der Tertiärzeit tragen. So fehlen ihnen z. B. die in allen älteren Kreidestufen noch vorkommenden echten Ammoniten und Belemniten; sie waren offenbar damals schon ausgestorben, und nur einzelne jener merkwürdigen „Nebenformen“, die gar nicht wie Ammonshörner aussehen, z. B. der stabförmige *Baculites* (Tafel IV, 10), dauerten bis zum Schluß der Kreideperiode aus. Auch die Inoceramen, jene in stets neuen Arten auftretenden Leitmuscheln der oberen Kreide, waren in der dänischen Zeit bereits erloschen. Dafür erscheinen in diesen obersten Grenzschiechten der Kreide schon mancherlei Vertreter der großen, prächtigen Porzellan-, Kegel- und Spindelschnecken (*Cypraea*, *Fusus*, *Conus*, *Murex* usw.), die im Pariser und Londoner Tertiärbecken eine so bedeutende Rolle spielen.

Die dänische Stufe wird uns in diesem Buch nicht weiter beschäftigen, weil anstehende Ablagerungen ihres Alters auf deutschem Boden bis jetzt nicht nachgewiesen sind.*) Die deutsche Kreide schließt mit dem obersten Senon ab; jedoch schon auf Bornholm, dann auf Seeland und in der schwedischen Provinz Schonen finden wir das Senon überlagert von eigentümlichen Rassen (sogenannten Jagetalken), die fast ganz aus Korallenbruchstücken und zusammengebackenem Korallenland bestehen. In diese Masse sind hier und da die charakteristischen Versteinerungen der dänischen Stufe, *Nautilus danicus*, *Baculites Faujasi* und die oben genannten Schnecken, eingebettet.

*) Geschiebe von Gesteinen der dänischen Stufe finden sich stellenweise sehr reichlich im Diluvium von Pommern. Ob sie aus dem dortigen Untergrund stammen oder mit den Gletschern aus dem Norden gekommen sind, ist noch unentschieden.

Unsere deutsche Ostseekreide, deren großartige Felsabstürze die Schönheit der Insel Rügen bedingen, ist nichts als ein „Ausläufer“, ein südwärts vorgeschobener Ausposten des großen dänischen Kreidegebietes. Nur fehlt, wie gesagt, an der deutschen Küste der Abschluß des Ganzen, die als Deckschicht darüber gebreite dänische Stufe.

Zu erklären bleibt nun noch die Bezeichnung „Emscher“. Es ist dies der Name eines kleinen westfälischen Flusses, der unterhalb der Ruhr in den Rhein mündet. Im Tal der Emscher wie überhaupt in der ganzen Gegend stehen blaugraue Mergel an, die stellenweise fast 500 m stark werden, eine Mächtigkeit, die von keinem anderen Gliede der norddeutschen Kreide erreicht wird. Da sie sich auch durch eigenartige Leitfossilien auszeichnen, die weder im Turon noch Senon wiederkehren, so hat man sie zum Rang einer selbständigen Kreidestufe erhoben, die kurzweg als der Emscher bezeichnet wird. Wie sich bald herausstellte, ist der Emscher keineswegs auf Westfalen beschränkt, sondern kommt auch im Harz und in Schlesien, in Frankreich, England und den Alpen, ja in Palästina, Ostindien und Amerika vor, besitzt also eine Verbreitung, die ihn zu einem sehr wichtigen Glied der Kreideformation stempelt.

Das große westfälische Kreidebecken (vgl. die Übersichtskarte) bildet zwar in geographischem Sinne einen Teil des norddeutschen Tieflandes, eine „Bucht“, die den weiten Raum zwischen Teutoburger Wald und Sauerland ausfüllt, ist aber in geologischer Hinsicht so eng mit dem Steintohlenrevier verknüpft, daß wir es besser im Anschluß an dieses Gebiet besprechen. Im übrigen norddeutschen Tiefland sieht man von der Kreide wenig, obwohl sie im Untergrund überall vorhanden ist. Gleich den älteren Formationen, Buntsandstein usw., taucht sie hier und da inselartig aus der diluvialen Schuttedecke hervor. Von den Helgoländer Klippen war schon die Rede; auf dem benachbarten Festland Schleswig-Holstein kennt man noch drei andere kleine Kreideinseln; in Pommern und Mecklenburg sind sie dichter gesät und in 5 parallelen Zügen angeordnet, die ungefähr von Südost nach Nordwest — also parallel dem Teutoburger Walde! — verlaufen. Bei Lüneburg, wo man einen so überraschenden Einblick in tiefere Stockwerke der Erdrinde hat, finden sich auch alle Stufen der oberen Kreide vom Senon bis zum Turon.

An allen diesen Punkten herrscht die weiße

Schreibkreide vor, jenes leuchtende Gestein, von dem die ganze Formation ihren Namen erhalten hat. Die Wahl war ja gerade nicht sehr glücklich, denn in den meisten Gegenden besteht die „Kreide“ aus ganz anderen Felsarten. In Westfalen sind es Mergel, grüne, glaukonitische Sandsteine, auch wohl echte Kalksteine, in Sachsen wechsellagern die bekannten Quadersandsteine mit den hellen, tonigen Plänerkalken; bei Maastricht zeigt sich der merkwürdige, aus Bruchstücken von Mooskorallen, Stachelhäutern und Mollusken zusammengebundene Kreidetuff; in den Alpen wird die Formation durch gewaltige Sandsteinmassen (Zihlch) sowie durch Hippuritenkalk, Foraminiferenkalk und andere Bildungen vertreten. Die Schreibkreide dagegen ist ein besonderes Merkmal der baltischen Kreideprovinz, die sich von Südschweden über die dänischen Inseln nach Pommern und Mecklenburg erstreckt, aber in der Tiefe, wie die Lüneburger Aufschlüsse vermuten lassen, noch weiter nach Westen und Süden reicht.*)

Auf deutschem Boden ist Rügen der klassische Fundort der Schreibkreide. An der Ostküste Jasmunds streben vom schmalen, bloß bedeckten Aufstrand die blendend weißen Felsen hundert und mehr Meter empor, bald als massige, oben bastionartig ausgezackte Mauern (Stubbenkammer), bald als pittoreske, spitze Regel und Pyramiden (Wissower Klinten, Abb. 23). Herrlicher Buchenwald breitet sich über die Höhen, füllt die tiefen Schluchten zwischen den Kreidewänden und reicht an Stellen, wo die Böschung flacher ist, bis zum Strande hinab.

Rügen, jenes seltsam zerrissene Landgebilde, ist keine einheitliche Masse, sondern besteht aus fünf einzelnen, beim Untertauchen des Küstenlandes über Wasser gebliebenen Eilanden. Wahrscheinlich erfolgte diese Senkung in der sogenannten Vitorinarzeit (vgl. Kap. 7 dieses Abschnitts). Das Meer überspülte die tiefgelegenen Stellen des diluvialen Festlandes, wodurch eigentümlich flache Buchten, die sogenannten *Bodden*, entstanden. In ihrem Bereich ist die Küste aufs wunderbarlichste zerlappt und zerstückelt, denn alle etwas höhergelegenen Landstriche wurden zu Inseln und Halbinseln, die

oft weit in die Bodden vorspringen und sie fast von allen Seiten einschließen.

Das Festland, das sich ehemals an Stelle Rügens ausdehnte, zerfiel bei der Senkung in fünf Einzelseln, die erst durch spätere Anschwemmungen zu einer Gesamtinsel vereinigt wurden. Die alten Inselkerne sind: Das eigentliche Rügen, d. h. die breite, von der Eisenbahn durchquerte Landmasse im Süden und Westen, dann die Halbinseln Jasmund, Wittow und Mönchgut, endlich der vom übrigen Rügen noch heute getrennte „Dornbusch“ auf Hiddensee. Langgestreckte Dünenwälle von trostloser Öde, die Schabe und die Schmale Heide, reichen wie Brücken von einem Inselkern zum andern und gliedern die alten Horste von Jasmund und Wittow (Arkona) der Hauptinsel an. Es sind ganz junge, vom Wind und Wellenschlag erzeugte Bildungen, die sich nur wenig über den Meeresspiegel erheben, — ein Steigen der Dürsee um 5–10 m würde diese Sandstreifen verschwinden lassen und den früheren Zustand der Einzelselände wiederherstellen.

Das eigentliche Rügen ist ein flachwelliges, einförmiges Plateau, bedeckt mit diluvialen Ablagerungen (oberem Geschiebemergel und Decksand). Auch die kleineren Inselkerne, Mönchgut mit der prächtig bewaldeten Granit, der Dornbusch, der größte Teil von Wittow und Jasmund bestehen aus eiszeitlichem Gletscherschutt, unter dem man an manchen Stellen die Schreibkreide erblickt hat. Frei zutage tritt die Schreibkreide nur an der Steilküste von Jasmund zwischen Saßnitz und Stubbenkammer sowie am leuchtturmgekrönten Vorgebirge von Arkona, das die Nordspitze der Halbinsel Wittow bildet. Einen trefflichen Rundblick über die eigenartigen Formen der Insel genießt man vom Arndtturm auf dem Rugard, einem 90 m hohen Buckel, der vom Bahnhof Bergen leicht zu erreichen ist.

Der landschaftlich berühmte Weg von Saßnitz nach Stubbenkammer führt mitten durch das Hauptgebiet der rügischen Schreibkreide. Wer die Tour einmal gemacht hat, wird sich daran erinnern, daß sie stellenweise recht mühsam war; von der Höhe der Kreideklippen muß man des öfteren auf steilem Pfad hinab in tiefe Schluchten, wo ein lehmiger, nach Regen recht glatter und schlüpfriger Boden ansteht, dann ebenso steil wieder hinauf zur nächsten Kreideklippe. Wer das fortwährende Bergauf und Bergab vermeiden möchte, kann allerdings von vornherein unten bleiben und

*) Außerdem findet sich Schreibkreide zu beiden Seiten des Armelmeers, im englischen und französischen Küstengebiet. Daß eine unterirdische Verbindung zwischen der baltischen und der Armelekanalkreide besteht, ist durchaus wahrscheinlich.

am Strand um die Felsen herumwandern, aber er wird das Gehen auf den harten, kantigen Feuersteinen vielleicht noch unbequemer finden.

Auch dem Laien muß auffallen, daß an den Abhängen der Schluchten Bodenarten hervortreten, die von der weiter oben anstehenden Kreide grundverschieden sind. Zumeist ist es ein graublauer Lehm, in dem zahlreiche große und kleine Blöcke aller möglichen Felsarten stecken, der typische Blocklehm oder Geschiebemergel der älteren Eiszeit. An günstigen Aufschlüssen läßt sich beobachten, wie eine 3—4 m mächtige Sandlage den Geschiebemergel in eine obere und eine untere Hälfte scheidet. Wie kommen nun diese glazialen Ablagerungen zwischen die Kreidefelsen?

Wenn man zu Schiff an der Ostküste Saßmunds entlang fährt, hat man den Eindruck, als ob durchweg verkehrte Lagerung herrsche; denn die Geschiebemergel und Sande scheinen unter der Kreide aus dem Boden aufzutauchen, während sie doch als viel jüngere Bildungen über ihr liegen sollten. In Wirklichkeit ist die Lagerung ganz normal, aber dieser Teil der Insel, Kreide samt Geschiebemergel, ist durch gewaltige Brüche zerstückelt und besteht jetzt aus einer Anzahl kleiner Schollen, die ganz verschiedene Höhenlagen und Stellungen einnehmen. Manche sind so tief abgesunken, daß nur noch der Blocklehm bis zur Erdoberfläche hinaufreicht, die Kreide aber in der Tiefe verborgen bleibt; andere sind in höherem Niveau stehen geblieben, neigen sich aber nach der einen oder anderen Seite der Tiefe zu. So kam es zu einer spitzwinkligen Einkleinung des Diluviums in den Kreideschichten (Profil Abb. 21), eine Lagerung, die an manchen Stellen den Eindruck hervorruft, als bilde der ältere Geschiebemergel das Liegende der Kreideformation.

Der Zusammenbruch des Kreidelandes ist ziemlich jungen Datums, er fällt offenbar in die letzte Zwischeneiszeit. Wir sahen, daß die Grundmoränen des älteren Diluviums



Abb. 21. Profil durch einen Teil der Stettin zwischen Sahnitz und Stubbenhammer.

(d. h. in diesem Falle der zweiten nord-deutschen Eiszeit) die tektonischen Bewegungen des Kreidegebirges mitgemacht haben; sie liegen

noch heute konformant (parallel) auf den gestörten Kreideschichten (Abb. 21). Über dem ganzen Schichtensystem aber breitet sich wie eine Decke der jüngere Geschiebemergel aus, das Produkt der dritten und jüngsten Eiszeit.

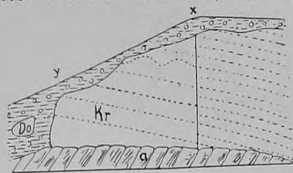


Abb. 22. Profil eines Kreidebruches bei Sahnitz auf Rügen (nach Erdner). Schreibkreide (Kr), bei x von einer Verwerfungslinie durchsetzt. Man sieht, wie der obere Geschiebemergel (Do) alle Vertiefungen der alten Kreideoberfläche ausgefüllt hat.

Es ist ein gelber Lehm, der bei weitem nicht so viel nordisches Blockmaterial enthält wie sein Vorgänger, dafür aber oft solche Massen von Kreide aus dem Untergrund aufgenommen hat, daß man ihn auf den ersten Blick für echtes Kreidegestein halten möchte. Diese jüngere Grundmoräne legt sich nun wie ein dickes Pflaster über das zerbrochene Kreidegebirge; nirgendwo setzen sich die Brüche und Verwerfungen in dem gelben Blocklehm fort, er kann also erst nach der großen Katastrophe abgelagert worden sein. Daraus ergibt sich, daß der Zusammenbruch in der zwischen den beiden Vereisungen liegenden Periode eingetreten sein muß.

Wir haben hier ein vorzügliches Beispiel diskordanter Lagerung. Kreide und älteres Diluvium sind schräg gestellt, der jüngere Blocklehm ruht wagerecht darüber. Jeder, der die Wanderung von Sahnitz nach Stubbenhammer macht, kann sich leicht davon überzeugen. Etwa $\frac{3}{4}$ Stunden hinter Sahnitz sieht man aus dichtem Buschwerk die spitzen Pfeiler der Wismarer Klippen aufragen. Der Form nach erinnern sie an die bekannten Erdpyramiden Tirols, nur fehlt, was ja aber bei diesen auch vorkommt, der Deckstein. Den geologischen Bau erläutert das Profil Abb. 24. Der größte, unmittelbar vor dem Plateaurand emporsteigende Pfeiler besteht in seiner Sockelpartie aus Schreibkreide, deren Schichten etwa unter 45 Grad landeinwärts fallen. Ungefähr 6—7 m unterhalb der Fels Spitze ist die Kreide wie mit einem Messer horizontal abgeschnitten, und auf den „abgerasierten“ Schichtköpfen lagert, den Gipfel der Pyramide zusammensetzend, diskordant der gelbe, jüngere Geschiebemergel.

Von der Rückseite des Pfeilers zieht ein

Grat zum dahinterliegenden Plateau. Hier treffen wir das untere Diluvium, den blaugrauen Geschiebemergel mit seinen sandigen Zwischenlagen (die Stelle ist schwer zugänglich). Er ist im eigentlichen Sinn das Hangende der Kreide, liegt konform auf deren Schichten und fällt mit ihnen landeinwärts gegen den Plateaurand ein.

wir uns von der geologischen Geschichte Rügens und des benachbarten pommerschen Festlandes während der Eiszeit ein einigermaßen zutreffendes Bild machen. Unsere Kenntnis reicht allerdings nur bis zur mittleren Vereisung zurück. Als der von Skandinavien kommende Gletscher die Mäeesenle passiert hatte, gelangte er auf ein flachwelliges



Abb. 23. Wiffower Klitten.

Die geschilderten Lagerungsverhältnisse wiederholen sich weiter nördlich an der ganzen Küstenstrecke bis zum Vorgebirge Stubbenkammer, wo ein mächtiger Kreidehorst mit wild zerklüfteten Wänden aus dem Meer emporsteht. Überall bildet das jüngere Diluvium die oberste Decke des Plateaus und zieht sich über die Köpfe der steil aufgerichteten älteren Geschiebemergelbänke bis zum Rande der Steilküste hin.

Auf Grund dieser Beobachtungen können

Kreideplateau, dessen Reste uns heute in den Kreideklippen von Jasmund und Wittow vor Augen treten. Sicherlich reichte damals das Kreideland noch weit über Arkona, seinen heutigen nördlichen Grenzpfiler hinaus, vielleicht gegen Nordwesten bis Mön, einer dänischen Insel von ganz ähnlichem Bau wie Rügen. Das ganze weite Plateau überzog nun der Gletscher mit einer mächtigen Grundmoränenbede, dem älteren, blaugrauen Geschiebemergel.

Danach wurde das Klima wärmer, das Eis schmolz ab und wich ins skandinavische Hochgebirge zurück. Die warme Periode hatte — nach geologischen Begriffen — erst kurze Zeit

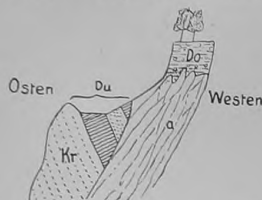


Abb. 24. Profil durch einen Teil der Wiffower Klinten (nach R. Credner).
Kr Kreide, Du unterer, Do oberer Geschiebemergel, a Schuttmassen.

gedauert, als jene gewaltigen Erdbewegungen einsetzten, die das Land in lauter einzelne Schollen zerlegten. Es ist unwahrscheinlich, daß die Zerrümmung auf einmal, in Form einer verheerenden Katastrophe, geschah; eher wird man eine Reihe kleinerer Umwälzungen annehmen, die sich auf einen langen Zeitraum verteilen und sämtlich im gleichen Sinne wirkten. Etwas Ähnliches erleben wir ja in der Gegenwart in Alaska, wo die in längeren Zwischenräumen eintretenden Erdbeben das Gefüge des Küstenlands vollkommen zerrütten, hier eine Scholle zum Aufsteigen bringen, dort eine andere in die Tiefe versenken (vgl. Bd. I S. 376). Diese Vorgänge müssen im Lauf der Jahrtausende das Relief der dortigen Küste von Grund aus umgestalten.

Die Zerstörung des pommerschen Kreideplateaus geschah wahrscheinlich zu einer Zeit, als das Gebiet schon vom Menschen bewohnt war. Mit Sicherheit wissen wir dies von den etwas südlicher gelegenen Gegenden; denn in den Kalktuffen von Taubach bei Weimar, die nach allgemeiner Annahme in der jüngeren Zwischenzeit entstanden, hat man kunstvoll geformte Werkzeuge sowie auch Zähne des Urmenschen vorgefunden. Aber diese Zeiten, obgleich nahe der Schwelle geologischer Gegenwart, liegen für menschliche Erinnerung viel zu weit zurück, als daß sich eine Überlieferung jener großen Umwälzungen hätte erhalten können, sei es auch nur in ganz mythischer Form wie z. B. die Sintflut Sage. Ist doch selbst die nachfolgende dritte Vereisung, die wieder ein weites Gebiet der deutschen Ostseeküste in Mitteleuropa zog und zahlreiche Stämme aus ihren Wohnsitzen vertreiben mußte, im Gedächtnis der historischen Menschheit vollkommen ausgelöscht.

Die Gletscher der jüngsten Eiszeit fanden auf Kügen ganz neue Verhältnisse vor. Das wellige Plateau hatte sich in ein stark zerrüttetes Schollengebirge verwandelt, dessen höchste Erhebungen die stehengebliebenen Kreidehorste bildeten. Diese Felsmassen konnten dem anrückenden Gletscher um so stärkeren Widerstand entgegensetzen, als sie wie Dämme quer zu dessen Stoßrichtung gelagert waren. Es entwickelte sich hier ein harter Kampf zwischen Eis und Felsgestein, der mit dem Siege des Gletschers endigte. Dieser ging nicht gerade sanft mit seinem Gegner um. Die obersten Lagen des Kreidegebirges wurden auf-

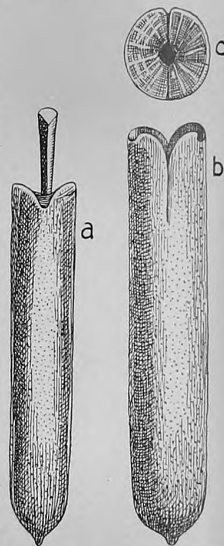


Abb. 25. *Actinocamax quadratus* (a von der Rücken-, b von der Bauchseite). Hauptleitfossil des Unterjurons.

Ähnliche Wirkungen des Eisdrucks kennt man noch von manchen anderen Punkten des norddeutschen Tieflands. Schichtsysteme mit sonst ungestörter Lagerung sind an einzelnen Stellen ganz zerrüttet, zusammengehoben und gefaltet. Überall bilden solche Schichten die unmittelbare Unterlage der diluvialen Grundmoräne, die merkwürdigen Störungen müssen daher wohl durch Bewegungen des Eises hervorgerufen worden sein. Indessen darf man dem Eisdruck nichts zuschreiben, was über seine Kräfte hinausgeht. In dieser Beziehung sind einzelne Geologen, die sich speziell mit der Tektonik Kügens befaßt haben, viel zu weit gegangen. Sie sehen in der ganzen großartigen Zer-

Stöcke auch erscheinen, sind sie doch aus zahlreichen (oft weit über 100) Einzelindividuen zusammengesetzt (Abb. 29).

Den Versteinerungen der Schreibkreide fiel eine eigenartige Aufgabe zu: sie dienten in vielen Fällen als Ansatzpunkte der Feuersteinbildung. Bekanntlich enthält die Schreibkreide allenthalben schwarze Flintknollen, die oft lagenweise in solchen Massen angehäuft sind, daß sie auf den blendend weißen Wänden eine dunkle, schon von weitem auffallende Streifung hervorbringen. Diese Streifen bieten dem Geologen ein gutes Hilfsmittel, die oft verwinkelte Schichtung der Kreide zu erkennen; denn überall, wo das Gestein zusammengepreßt, gestaucht und gefaltet ist, sind natürlich auch die Feuersteinlagen verbogen, wodurch jede Schichtenkrümmung sofort sichtbar wird.

Die einzelnen Flintknollen sind ganz unregelmäßig gestaltet, tragen Knoten, seltsame Auswüchse und sehen zum Teil sehr abenteuerlich aus. Früher hielt man sie durchweg für versteinerte Kieselchwämme, jetzt weiß man, daß es Konkretionen sind, Anhäufungen von Kieselstoff, die alle möglichen Versteinerungen umschließen. Ihre Entstehung kann man sich folgendermaßen denken: Kieselhaltige Gewässer drangen in den Kreideschlamm ein und schieden zuerst im Innern leerer Seeigelgehäuse, Brachiopodenschalen usw. kleine Kieselkugeln aus. Diese wurden durch Zufuhr frischer Kieselsäure immer größer, füllten das ganze Gehäuse, wuchsen zu den Öffnungen der Schalen heraus und umhüllten sie schließlich von allen Seiten, so daß die Versteinerung jetzt als Kern in einer großen, unregelmäßig geformten Kieselkonkretion steckt.

Außerdem enthält die Kreide oft kleine und große Knollen von graugelbem Schwefeleisen (Markasit), die unter dem Einfluß der atmosphärischen Feuchtigkeit zu Brauneisenerz verwittern und vom Regen getroffen, an den weißen Wänden braune Schmutzstreifen erzeugen. (Deecke.)

Auch für Studien auf dem Gebiet der allgemeinen Geologie erweist sich Kügen als ein sehr dankbares Feld. Da ist zunächst die Erosion der Brandungswellen. Allerdings vermag die Brandung für gewöhnlich den Kreideklippen nichts anzuhaben, weil sie sich auf dem blockbedeckten Vorstrand („Strandterrasse“) bricht und den Fuß der Felswände gar nicht erreicht. Aber bei den

schweren winterlichen Nordoststürmen überschwemmt die aufgeweitete Flut den ganzen Vorstrand und schleudert Steine und Blöcke wie Geschosse gegen die Klippenmauer. Dadurch wird die Steilküste rasch unterwühlt, und große Felspartien mit Bäumen und Buschwerk stürzen in die Tiefe.

Die der Brandung entzogenen höheren Teile der Klippen unterliegen der Zerstörung durch Regen, Wind, Sickerwasser und Spaltenfrost. Im allgemeinen ist dies eine langsame, für den Augenblick kaum merkbare Abbröckelung kleiner und kleinster Felssteilchen, doch kommen von Zeit zu Zeit auch plötzliche Abbrüche umfangreicher Kreidemassen vor. Scharf sticht das blendende Weiß der frischen Bruchstellen ab gegen die schmutzgraue oder bräunliche Farbe der umgebenden Felspartien. Von einem gewaltigen Absturz, der in den 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts eintrat, berichtet A. Credner. Eine nahezu 51 m lange und 20 m hohe Kreidewand löste sich plötzlich vom Rande des Steiluferes los und brach mit samt ihrem Waldbestand in die Tiefe. Die Trümmer kamen zum Teil auf die Strandterrasse zu liegen, zum Teil fielen sie direkt ins Meer, wo sie noch während der nächsten Jahre in Gestalt einer kleinen Insel sichtbar blieben. Später hat dann die Brandung den gesamten niedergegangenen Schutt hinweggeräumt.

Die etwas härteren verfestelten oder feuersteinreichen Lagen der Kreide halten dem Zahn der Verwitterung viel länger Stand als ihre aus weicherem Gestein bestehende Umgebung. Wo eine solche Lage die Felsoberfläche bildet, entsteht allmählich ein Grat mit seitlichen Schluchten, die vom Regenwasser immer tiefer ausgehöhlt werden und sich zugleich rückwärts mehr und mehr verlängern. Schließlich bricht der Grat an einer schwachen Stelle zusammen, die Erosionsrinnen greifen über ihn herüber, und es bleibt ein isolierter Felspfeiler oder Felskamm vor der zurückgewichenen Wand stehen (Wissower Klippen).

Alle Erscheinungen dieser unaufhaltsam fortschreitenden Ausnagung, Zerklüftung und Abbröckelung der Kreidewände lassen sich trefflich auf der Wanderung von Sarnitz nach Stubbenkammer beobachten.

Die Schilderung der rügischen Kreidelandschaft hat uns abseits geführt vom Hauptzweck dieses Kapitels, das uns über die Lagerung der Kreide im Untergrund der norddeutschen Tiefebene aufklären

soll. Vorhanden ist die Oberkreide, wie erwähnt, fast überall; vom Niederrhein bis Ostpreußen und von Schleswig bis an den Rand der mitteldeutschen Bergländer. Sehr nahe liegt nun die Frage, ob die Kreideschichten auch dort, wo sie in der Tiefe verborgen bleiben, ebenso zerstükkelt sind, wie auf Rügen und an einigen anderen Stellen Pommerns und Mecklenburgs, wo man die Brüche und Verwerfungen direkt an der Erdoberfläche bemerkt. Eine Antwort darauf geben uns die Tiefbohrungen. Sie lassen keinen Zweifel, daß das versunkene und verschüttete Kreidegebirge eine außerordentlich unregelmäßige Oberfläche hat, die bald nur wenige Meter unter Tage ansieht, bald erst in Tiefen von 50, 100, 200 und mehr Meter angetroffen wird. Ja, manche Bohrungen erreichten die Kreide überhaupt nicht, sie blieben mit mehreren hundert Metern Tiefe im Tertiär oder Diluvium stehen.

Hier hat man nun die Wahl zwischen zwei Erklärungen: entweder befinden sich an solchen Stellen tiefe Einbrüche der Erdkruste, in denen die Kreideschollen versunken sind, oder die Bohrung steht zufällig über einem alten Erosionstal, das einst an der Erdoberfläche lag, jetzt aber von den Schuttmassen der Tertiär- und Diluvialzeit bis zum Rande ausgefüllt ist. Welche Erklärung im Einzelfalle den Vorzug verdient, läßt sich nur ganz ausnahmsweise feststellen. Sicherlich haben oft beide Ursachen zusammengewirkt: eine tektonische Senkung, ein grabenförmiger Einbruch der Kreideschichten wurde vom fließenden Wasser vertieft und allmählich in ein Erosionstal umgewandelt.

Solche Täler konnten natürlich nur entstehen, als das Kreideland ziemlich hoch über dem Meerespiegel lag; denn im Tiefland fehlt den Gewässern das für eine kräftige Auswaschung notwendige Gefälle. Genau untersucht wurde vor einigen Jahren der Untergrund der ostpreussischen Stadt Königsberg. Die Oberfläche der Kreide läßt hier Mulden und Sättel erkennen, die von Nordost nach Südwest streichen. Die tiefste Mulde liegt unter dem Königsberger Proviantamt, wo man erst in 129 m Tiefe unter dem Stillespiegel auf Kreide stieß; die höchste Aufwölbung (nur 10–11 m unter Normalnull) im Fort Holstein. Am Westrand der Stadt verläuft ein altes, zugeschüttetes Tal, das bei der Gefrieranlage des Proviantamtes seinen tiefsten Punkt erreicht. Ja, an manchen

Stellen hat die Erosion die Kreideschichten vollständig zerstört, so daß keine Spur von ihnen zu finden ist.

Im ganzen scheint es, als sei die Kreide in Ostpreußen ruhiger gelagert als im übrigen Norddeutschland, wo mächtige Verwerfungen verschiedenen Alters den Boden in zahlreiche Schollen zerlegt haben. Alle weitergehenden Behauptungen sind hypothetisch, und gar Profile des unterirdischen Kreidegebirges zu zeichnen, kann beim heutigen Stand der Forschung nur als verfrühtes Unternehmen bezeichnet werden.

Wann begann nun die Zeit, in der das Kreideland aus dem Meere auftauchte und die Erosion ihre Kräfte entfalten konnte? Fest steht, daß sich nach Absatz der Schreibkreide die See gegen Norden zurückzog und höchstens noch auf einem schmalen Streifen der heutigen Ostseeprovinzen ihre Herrschaft behauptete. Überhaupt lag damals — an der Wende der Kreide- und Tertiärzeit — fast ganz Deutschland trocken, während Dänemark und Schonen unter Wasser blieben (hier lagerten sich die Schichten der allerobersten Kreide, der dänischen Stufe ab). Es scheint aber, als habe das dänische Meer bald einen neuen Vorstoß nach Süden unternommen. In Holstein, Pommern, Mecklenburg usw. findet man häufig Gerölle von Schichtgesteinen, die weder der Kreide, noch dem nächstjüngeren Zeitabschnitt, dem Eozän, angehören, sondern aus einer Übergangszeit zwischen diesen beiden Perioden stammen. Die gleichen Schichtabsätze wurden auch an verschiedenen Punkten Norddeutschlands (bei Lichterfelde unweit Berlin, bei Lüneburg, bei Heide im Holsteinschen) erbohrt, also anstehend aufgefunden.

Dies alles sind ja freilich nur vereinzelte Vorkommnisse. Um die fraglichen Schichten in zusammenhängender Entwicklung und weiter Verbreitung anzutreffen, muß man sich den ältesten Ablagerungen des Pariser und Londoner Tertiärbeckens zuwenden. Der Vergleich der Versteinerungen zeigt, daß die in ganz Nordfrankreich entwickelten Sande von Bracheuz sowie die Thanet-Sande der Gegend von London annähernd das gleiche Alter besitzen wie die bei Lichterfelde usw. erbohrten Ablagerungen. Aber auch bei Kopenhagen, an der mittleren Wolga, in Indien und in verschiedenen Gegenden Nordamerikas kommt die gleiche For-

mation vor. Es handelt sich offenbar um eine Schichtenfolge, die eine durchaus selbständige Stellung einnimmt und gleichen Rang beanspruchen darf wie die 4 längst bekannten Hauptabschnitte der Tertiärzeit (Eozän, Mio-

zän, Oligozän, Pliozän). Demgemäß hat man ihr einen eigenen Namen gegeben, den Namen Paleozän (d. h. Alt-Eozän), und betrachtet sie als älteste Stufe des tertiären Weltalters.

Drittes Kapitel. Die alttertiären Ablagerungen des norddeutschen Tieflands.

Was die paleozäne Formation so besonders interessant macht, sind die in gewissen Schichten reichlich vorkommenden Säugetierreste. Zum ersten Mal in der Erdgeschichte zeigt sich eine Tiergesellschaft, die man mit Bestimmtheit zu den placentalen Säugetieren rechnen darf. Einzige Fundstätte auf europäischem Boden ist das Konglomerat von Cernay bei Reims, eine Süßwasserablagerung, die uns zahlreiche Reste höchst primitiver Raubtiere, Huftiere und Halbaffen lieferte und die interessantesten Einblicke in die Stammesgeschichte der Plazentaltiere gewährte. Diese Urfleischfresser (Creodontia), Urhuftiere (Condylarthra) und Urhalbaffen (Prosimiae) gleichen nämlich ihren heutigen Nachkommen sehr wenig; es sind lauter „Sammeltypen“, d. h. sie vereinigen noch Merkmale verschiedener, heute scharf getrennter Säugetierordnungen (vgl. Bd. I, S. 15–16). So hatten die damaligen Halbaffen gewisse Kennzeichen an sich, die später nur noch bei Insektenfressern, und andere, die nur noch bei Raubtieren vorkommen. Den paleozänen Raubtieren wiederum fehlte der jetzt so stark entwickelte Reißzahn, sie hatten schweinsartige Backenzähne. Zu den paleozänen Huftieren gehörte der fünfzehige, früher allgemein für den Urahn unseres Pferdes gehaltene Phenacodus, dessen Gebiß ebenfalls schweinsartig war und dessen äußere Erscheinung etwas Raubtierartiges an sich hatte.

Obwohl sich in Deutschland nirgends Spuren dieser primitiven Säugetierwelt gefunden haben, dürfen wir doch annehmen, daß sie überall auf dem breiten, von Polen bis Mittelfrankreich reichenden Festlande lebte. Hier entwickelte sie sich allmählich zu höheren, schon schärfer von einander geschiedenen Typen, deren Reste in den eozänen Bohnerzen Süddeutschlands erhalten sind. Davon an anderer Stelle.

Die Nordküste Mitteleuropas zog damals wahrscheinlich von Belgien quer durch das

nördliche Hannover nach Mecklenburg und Pommern, war aber vielleicht reich gegliedert und von tiefen Buchten unterbrochen, deren eine nach Süden bis über Berlin hinausreichte. So mag sich der überraschende Fund paleozäner Meeresablagerungen in dem erwähnten Bohrloch bei Lichterfelde erklären. Hier ist der einzige Punkt, wo man bislang auf deutschem Boden Reste einer etwas reicheren paleozänen Tierwelt getroffen hat, die allerdings hinter den gleichalterigen Faunen Frankreichs und Englands noch weit zurückbleibt. Es sind nach v. Koenens Beschreibung fast durchweg eigenartige, sonst unbekannte Arten mariner Muscheln und Schnecken, unter denen die Familie der Actäoniden auffallend stark vertreten ist.

In den späteren Abschnitten der Paleozänzeit scheint die See das eroberte Gebiet wieder freigegeben zu haben. Bei Paris und London treffen wir über den oben erwähnten echten Meeresablagerungen, den Sanden von Bracheux und Thauet, jüngere Schichten, die offenbar an Flußmündungen, in Strandseen; zum Teil auch in Binnenseen zum Absatz kamen.*) Wir merken dies daran, daß die echt marinen Schalthiere fast ganz verschwinden und Formen Platz machen, die im Brack- und Süßwasser zuhause sind, wie z. B. von Schnecken die Gattungen *Melania*, *Limnaeus*, *Planorbis*, von Muscheln *Cyrena*, *Cycas* und *Unio*. Als wichtigste Leitfossilien dieser Stufe gelten die turmförmige Schnecke *Melania inquinata* und die konzentrisch verzierte Muschel *Cyrena cuneiformis*.

In Deutschland hat man bislang diese oberste Stufe des Paleozäns noch nicht entdeckt.

In der folgenden Periode, dem Eozän,

*) In Frankreich liegen über den Sanden von Bracheux die plastischen Tone von Soissons mit Süßwassermuscheln und Braunkohlen, über dem Konglomerat von Cernay die Süßwassermergel von Chenay. Im Londoner Gebiet folgen auf die marinen Thauetlande die im Brackwasser abgesetzten Woolwich und Reading beds.

scheint sich die Verteilung von Wasser und Land wenig geändert zu haben (vgl. das nebenstehende Kärtchen). Ein großer osteuropäischer Kontinent sandte gegen Westen eine breite Halbinsel aus, die fast ganz Deutschland umfaßte und sich darüber hinaus nach Frankreich und Großbritannien erstreckte. Das Land bedeckten tropische Wälder, in denen die schon mannigfach entwickelten Nachkommen der Säuger von Cernay lebten. Von den Gebirgszügen, Tälern und Flüssen des eo- zänen Deutschlands wissen wir so viel wie nichts; nur einzelne Süßwasserablagerungen

Altärs; die Hauptmasse dieser wertvollen Ablagerungen entstammt späteren Abschnitten der Tertiärzeit, in denen sich, wie wir sehen werden, eine durchgreifende Änderung der klimatischen Verhältnisse vollzog.

Mitteleuropa war also eine Halbinsel zwischen dem großen Südmeer, der Tethys, und dem viel kleineren Nordmeer, das von der Gegend um Paris und London bis nach Pommern reichte. Für unser Gebiet kommen natürlich nur die Abjaze des Nordmeeres in Betracht. Nun kennt man aber das englische und französische Eozän



Abb. 30. Verbreitung der mitteiozänen Meere in Europa. Land hell, Meer dunkel. Die schwarzen Punkte geben die Verbreitung der Ammoniten an. Nach Em. Kayser, Lehrbuch der Geologie II.

verraten uns, daß es hie und da ausgedehnte Binnenseen gab, die allmählich vom Schlamm und Sand der einmündenden Flüsse ausgefüllt wurden. So weit das eo- zäne Festland auf die heutige norddeutsche Tiefebene übergriff, scheint es ziemlich flach gewesen zu sein. Hier könnte man Verhältnisse ähnlich denen der Steinkohlenzeit erwarten, d. h. die Existenz meilenweiter Sümpfe und Waldmoore, deren vermoderte Pflanzenstoffe sich im Lauf der Zeit in Braunkohlen verwandelten. Aber das eo- zäne Klima unserer Breiten war offenbar der Braunkohlenbildung hinderlich, es glich wohl dem heutigen nordafrikanischen und war zu heiß und trocken. Nur an einzelnen Stellen, z. B. in der Gegend von Magdeburg, finden sich Braunkohlen eo- zänen

viel genauer als das norddeutsche, weil es auf weite Strecken an der Erdoberfläche ansteht, während im norddeutschen Küstengebiet nur kleine zerstreute Aufschlüsse vorkommen. Wollen wir näheres über das Tierleben jenes alten Meeres erfahren, so müssen wir (wie beim Paleozän) in der Umgebung von Paris und London unsere Studien machen.

Das Hauptglied des englischen Eozäns ist der London- Ton, ein grauer oder brauner, sehr zäher Ton, der jedenfalls in ziemlich bedeutender Tiefe zum Abjatz kam. Er enthält eigenartige Konkretionen (Septarien, dieses Wort ist weiter unten erklärt), die sehr reich an organischen Resten sind. Am häufigsten findet man große, prächtig verzierte Schnecken, deren nächste Verwandte

die Tropenmeere der Gegenwart bevölkern, Vertreter der Gattungen *Fusus*, *Conus*, *Rostellaria*, *Cypraea*, daneben Muscheln, wie die kleine, mandelförmige *Nucula amygdaloides*, sowie mehrere Arten des interessanten,

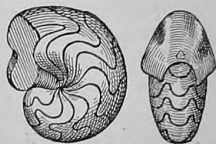


Abb. 31. *Nautilus zickzack*.

heute im Indischen Ozean lebenden Perlboots, z. B. den auch im norddeutschen Gozän vorkommenden *Nautilus zickzack* (Abb. 31).

Diese ganze Tierwelt konnte nur in einem warmen Meere etwa vom Charakter des Indischen Ozeans ihr Gedeihen finden. Da ist nun eine Entdeckung interessant, die man vor einigen Jahren am Grunde des genannten Ozeans gemacht hat. Dort bildet sich in Tiefen bis zu 1400 m noch gegenwärtig ein Ton, der dem eoänen Londenon auffallend gleicht, vor allem die nämlichen Schnecken-gattungen (*Fusus*, *Conus* usw.) in großen, prächtigen Exemplaren enthält. Das spricht für Gleichheit der klimatischen Bedingungen in beiden Fällen.

Einen noch besseren Beweis für das Tropenklima der Gozänzeit liefern die den nächstjüngeren Schichten entnommenen Versteinerungen. Über dem alteoänen Londenon liegen die mitteleoänen Bagshot-Schichten und darüber der jungeoäne Bartonon. Als diese Absätze entstanden, schwemmten Flüsse vom benachbarten Festland hin und wieder bedeutende Massen von Pflanzenresten hinein. Zwischen den Sanden und Tonen finden wir Blattabdrücke und andere Reste von Araukarien, Eukalypten und Sequoien, von Lorbeer- und Feigenbäumen, von Dammarbäumen und Gingkobäumen, also lauter Pflanzen, die ein durchaus warmes Klima verlangen; ja sogar afrikanische und pazifische Palmen wie *Cocos*, *Phoenix*, *Flabellaria*, *Sabal* gediehen zu jener Zeit auf englischem Boden. Das heiße Klima muß bis zum Schluß des Gozäns angebauert haben, erst dann wurde es allmählich feuchter und gemäßigter.

Der gleiche Schluß läßt sich aus den Versteinerungen des Pariser Beckens ziehen. Es genügt den bekannten Grobkalk (Calcaire grossier) zu erwähnen, einen prächtigen,

ungen, ungemein versteinungsreichen Kalkstein, der das Hauptbaumaterial für Paris liefert. In seinen untersten Lagen stecken Millionen von Nummuliten, jenen Riesenkammerlingen, die mit Beginn des Gozäns ganz überraschend in ungeheuren Massen auftreten, alle warmen Meere erobern und nach kurzer, glänzender Blütezeit fast ebenso plötzlich verschwinden (vgl. Bd. I., S. 16—17). Ihre zahllosen, im weichen Tiefseeschlamm versunkenen Schalen dienten zum Aufbau mächtiger Kalksteinmassen, die später dem Schoß des Ozeans entfielen und weite Gebiete der heutigen Fesländer bedeckten.

In das Pariser Becken gelangten die Nummuliten durch einen Vorstoß des großen mediterranen Südmeeres (der Tethys), das gleich im Anfang der Gozänzeit die flache Landscheide überflutete und seine Gewässer mit denen des Nordmeeres vermischte. Solche Meeresseinbrüche kamen in der Folgezeit noch öfters vor.

Im mittleren Grobkalk stellt sich eine andere Foraminifere, die formenreiche *Miliola*, in solchen Massen ein, daß manche Schichten fast ausschließlich aus ihren Schälchen bestehen. Sie erreicht nur die Größe eines Sandkorns, ist also viel kleiner als die meisten Nummuliten und auch ganz anders gebaut, da die Windungen wie Fäden eines Knäuels um einige wenige spiral angeordnete Anfangskammern aufgewickelt sind. Ein weiterer Unterschied liegt darin, daß die Miliolen auch in kalten Meeren lebensfähig bleiben; sie haben den scharfen, seit der Tertiärzeit eingetretenen Klimawechsel überstanden und leben noch jetzt im europäischen Nordmeer, wo ihre zu Boden sinkenden Schälchen einen dem Globigerinenschlief ähnlichen Kalkschlamm bilden.

Berühmt aber ist der Grobkalk durch seine ausgezeichnet erhaltenen Schnecken und Muscheln.* Vor allem die *Zerithien* sind so häufig, daß sie einzelne Bänke vollkommen ausfüllen. Kennt man doch von ihnen im Pariser Becken mehr als 150 verschiedene Arten! Viele *Zerithien* besitzen ansehnliche Längen und sind wahrhaft üppig verziert mit Linien, Punktreihen, vorspringenden Rippen, Knoten usw. Alle aber überragt durch seine Größe das einen halben Meter lang werdende *Cerithium giganteum*,

*) Mehrere der im folgenden erwähnten Fossilien findet man auf Tafel „Gozän und Oligozän“ des I. Bandes abgebildet.

ein wahrer Riese, dem sich nur wenige Schnecken der Vorwelt wie der Gegenwart an die Seite stellen können.

An die Perithien schließen sich die schönen Turmschnecken (Turritellen), dann die mannigfachen Regel- und Spindelschnecken (Fusus, Conus u. a.), endlich eine Reihe hübsch verzierter Muscheln wie *Corbis lamellosa*, *Cardium porulosum* (eine Art der bekannten Herzmuschel) und die ähnliche *Cardita planicosta*, von der hin und wieder versteinerte Exemplare an den Strand unserer Nordseeinseln geschwemmt werden, wo man sie dann leicht mit der noch leben-

Nautilus centralis, *Fusus trilineatus*, Zähne der Haifischart *Lamna elegans* usw., steht ihr eozänes Alter außer Frage.

Seltenerweise finden sich in manchen eozänen Tonen Holsteins dünne Zwischenlagen vulkanischer Asche. Das ist um so überraschender, als das Land im weiten Umkreis gänzlich unvulkanisch ist. Bis nach dem schottischen Hochland und den benachbarten Inselgruppen der Hebriden und Faröer müßten wir reisen, um die nächsten Vulkane der Eozänzeit aufzufinden. Und von dort stammen jedenfalls diese rätselhaften Aschenschich-

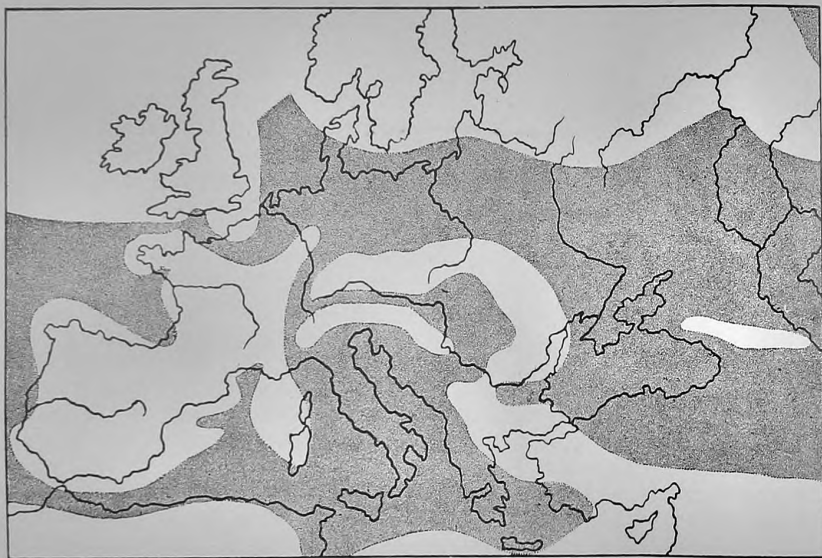


Abb. 32. Verbreitung der mitteloigokänen Meere in Europa. Land hell, Meer dunkel.
Aus Kanfer, Lehrbuch der Geologie II.

den Herzmuschel (*Cardium edule*) vergleichen kann. Auch unter den Muscheln des Grobkalks gibt es manche durch ihre Größe auffallende Formen, z. B. *Lucina gigantea*.

Das norddeutsche Eozän fängt erst jetzt an, genauer bekannt zu werden. Dem Berliner Geologen C. Gagel ist neuerdings der Nachweis geglückt, daß gewisse Ton-schichten, die nach ihren allerdings seltenen Versteinerungen dem Londonton gleichzustellen sind, im Küstengebiet der Nord- und Ostsee außerordentlich weite Verbreitung besitzen. Man kannte diese Zone zum Teil zwar schon früher, hielt sie aber für erheblich jünger, nämlich für oligozän. Nachdem sich nun an mehreren Stellen charakteristische Fossilien des Londontons in ihnen gefunden haben, z. B.

ten. Heftige Nordwestwinde bemächtigten sich der emporgeschleuderten Aschenwolken und trieben sie über das ganze Nordmeer bis in die Nähe der deutschen Küsten. Dort sank die Asche ins Meer und vermischte sich mit dem tonigen Schlamm des Grundes. Solche im Wasser aufgeschüttete oder vom Wasser zusammengeschwemmte Ablagerungen vulkanischer Auswurfstoffe nennt man Tuffe.

Auch auf der Greifswalder Die, einem kleinen, landschaftlich reizvollen Eiland zwischen Rügen und Usedom, kommt ein dunkler Kalk vor, der zahllose Splitter vulkanischen Glases und viele Magneteisenkörner enthält. Man schreibt ihm die gleiche Entstehung zu wie den holsteinischen Tuffen.

Weit größere Bedeutung als die soeben

gezeichneten älteren Tertiärstufen bezieht für Norddeutschland die folgende, dritte Abteilung der Tertiärformation, das Oligozän. Mit Beginn der Oligozänzeit machte das Meer einen gewaltigen Vorstoß nach Süden und setzte zunächst die im Eozän noch landfest gebliebenen Teile der norddeutschen Tiefebene unter Wasser. Dann drang es in das Vorland des Harzes und das heutige südhannoversche und hessische Bergland ein, griff mit einer tiefen Bucht bis über Cassel hinaus und füllte im Westen, das Sauerland umgehend, die tiefegelegene Köln-Bonner Rheinbucht. Von dort setzte sich das Oligozänmeer nach Belgien fort und stand hier mit dem Paris-Londoner Becken in Verbindung; im Osten aber reichte es über Polen und Südrußland bis zum Aralsee (vgl. das Rätchen Abb. 32).

Durch diese Meeresinbrüche hatte das große, alttertiäre Festland erheblich an Umfang verloren. Zwar blieb der größte Teil des mittleren und südlichen Deutschlands über Wasser, aber auch das Südmeer rührte sich und überflutete weite Landstrecken, die seit der Jurazeit trocken gelegen hatten. Etwa in die Mitte der Oligozänzeit fällt ein für Deutschlands Bodengestaltung außerordentlich wichtiges Ereignis: der Einbruch der oberrheinischen Tiefebene zwischen Basel und Mainz. Wie diese großartige Senkung zustande kam und welche Folgen sie hatte, das soll in einem späteren Kapitel auseinandergelegt werden; vorläufig interessiert uns nur die Tatsache, daß die Fluten des Südmeeres sofort in die neugeschaffene Senke eindrangen und sie bis Frankfurt und Wiesbaden erfüllten. Von da an war nur noch ein kurzer Weg bis in die Gegend von Cassel, wo schon die Wellen des Nordmeeres brandeten.

Wir sehen nun, wie das Meer bald auch diese letzte Landbarre beseitigt. Heutzutage liegt freilich Hessen beträchtlich über dem Meerespiegel und ist im großen und ganzen ein gebirgiges Land; aber diesen Charakter erwarb es wohl erst in der jüngeren Tertiärzeit, als die vulkanischen Ausbrüche und Dislokationen sein ganzes Relief umgestalteten. Im älteren Tertiär dürfte ganz Hessen ein Tiefland gewesen sein, wie es die Wetterau noch heute zum größten Teil ist. Die oberrheinische See fand also keine ersten Hindernisse vor und konnte quer durch die Wetterau und die Gegend von Ziegenhain mit der Kasseler Bucht in Verbindung treten, wodurch ein ununter-

brochener Zusammenhang zwischen Nord- und Südmeer hergestellt war.

Demnach teilte im mittleren Oligozän eine breite Meeresstraße das ganze mitteleuropäische Festland in eine östliche und westliche Hälfte. Von Basel bis zum Harzrand, wo die Kasseler Bucht in das offene Nordmeer mündete, maß sie rund 500 km Länge. Allerdings währte dieser uns so fremdartig anmutende Zustand nur verhältnismäßig kurze Zeit. Schon im jüngeren Oligozän stiegen die versunkenen Landstriche Hessens wieder empor, die Verbindung schloß sich, das „Mainzer Becken“ ward allmählich zum Binnensee, und Süd- und Nordmeer sind seitdem getrennt geblieben.

Gehen wir nun zu den Ablagerungen über, die das über Norddeutschland flutende Oligozänmeer hinterlassen hat! Man unterscheidet dem Alter nach drei Schichtstufen, die wahrscheinlich verschiedenen Stadien der Meeresausbreitung entsprechen. Die älteste Stufe, das Unteroligozän, ist nur an wenigen Punkten aufgeschlossen. In Pommern besteht sie nach Deede aus einem groben, braunen Sand mit mächtigen, von Pflanzenwurzeln durchzogenen Quarzitknollen. Eine derartige Ablagerung kann nur in unmittelbarer Nähe der Küste entstanden sein oder ist überhaupt gar nicht marin, sondern eine Süßwasserbildung.

Echt marines Unteroligozän finden wir dagegen in der Gegend von Magdeburg, bei Egeln und Latdorf. Hier liegt mächtige Tonlager mit reicher Schalthierfauna aufgeschlossen. Am häufigsten wird dem Sammler eine mittelgroße Auster begegnen, *Ostrea ventilabrum* (Taf. I, 1), die als bestes Leitfossil dieser Stufe gilt; dann eine Art der bekannten Kamm- oder Pilgermuschel (*Pecten bellicosatus*), eine stachelige Klammuschel (*Spondylus Buchi*), eine „Arche Noah“ (*Arca appendiculata*), sowie Vertreter jener Spindel- und Falkenschnecken (*Fusus elongatus*, *Voluta decora*, Taf. I, 2 u. 3), die wir schon im Eozän kennen lernten. Zu ihnen gesellt sich *Triton Flandricus* (Taf. I, 4), eine nahe Verwandte der berühmten, im Mittelmeer lebenden *Trompetenschncke*, deren Schalen, *Tritonhörner* genannt, von den alten Römern und vielen anderen Völkern als Kriegstrompeten benutzt wurden. Nach der alten griechischen Sage soll Herakles durch Blasen auf einem solchen Instrument den Giganten, als sie den Himmel stürmten, einen panischen Schrecken eingejagt haben.

Weitaus die interessantesten Ablagerungen

dieser Epoche finden wir im äußersten Osten unseres Vaterlandes, dort, wo das Samland sich wie ein breiter, ungegliederter Klotz zwischen dem Kurischen und Frischen Haff ins Meer schiebt. Die Oberfläche des Samlandes ist wellig und größtenteils mit eiszeitlichem Blocklehm bedeckt, daher fruchtbarer Acker- und Waldboden. Nur an den steilen Uferwänden und in den Schluchten, die sich vom Strand weit ins Innere hineinziehen, kommen unter dem Geschiebemergel die tertiären Schichten zum Vorschein.

Tagfahrt vom Lande der Teutonen entfernt, eine Insel namens Abalus geben, wo der Bernstein in solchen Massen gefunden würde, daß die Bewohner ihn statt des Holzes als Brennmaterial verwendeten. Natürlich ist das eine Fabel, die sich vermutlich aus einer Verwechslung des Bernsteins mit dem gleichfalls vom Meer ausgeworfenen Torf oder Darg erklärt.

Heutzutage liefert die Nordsee nur spärliche Mengen Bernstein, aber im Altertum scheinen, dem lebhaften Handelsverkehr nach



Abb. 33. Landschaft an der ostpreussischen Bernsteinküste (bei Warnicken im Samland).

Die ostpreussische Küste ist seit Jahrtausenden als Fundort des Bernsteins berühmt. Zu den alten Griechen — bekanntlich wird Bernstein *ἤλεκτρον* (electron) schon bei Homer erwähnt — gelangte das kostbare Mineral, an das sich die sonderbarsten Phantasien knüpften, wohl zuerst durch die Phönizier. Das war jedoch aller Wahrscheinlichkeit nach Nordseebernstein, gesammelt an den Rheinmündungen und am Strand der friesischen Inseln. Sollte es doch (nach einem Bericht des Timäus) in den nordischen Meeren, eine

zu urteilen, die Funde viel bedeutender gewesen zu sein. Vielleicht gab es auf den seit der Römerzeit fortgerissenen Inseln und Küstenstrichen einige gut aufgeschlossene, reiche Lagerstätten. Daß die Phönizier den kostbaren Handelsartikel von den ostpreussischen Küsten geholt hätten, ist ganz unglaubwürdig; ahnten doch nicht einmal die späteren Griechen die Existenz der Ostsee, von der die antike Kulturwelt erst Näheres erfuhr, als die Römer große Teile Germaniens unterworfen und besetzt hatten.

Bestimmte Berichte über den Dittseebernstein finden sich zuerst bei Tacitus. Schon damals war offenbar an der Nordsee nicht mehr viel zu holen, denn wir lesen in der „Germania“: „Die Aestier am rechten Ufer des suebischen Meeres (d. h. der Dittsee) sind von allen Germanen die einzigen, die an ihrem Strande den Bernstein sammeln. Lange lag er bei ihnen unter dem übrigen Auswurf des Meeres, bis römische Unpäßigkeit ihn in Ruf brachte; sie selbst machen keinen Gebrauch davon und nehmen mit Bewunderung Bezahlung dafür in Empfang.“ Die Aestier aber sind die alten Vitauer und Preußen, bewohnten also auch das Sanland. Erst unter der Regierung Domitians traten die Römer mit ihnen in direkten Handelsverkehr, und von nun an kamen große Mengen samländischen Bernsteins auf dem Landwege quer durch Germanien und Pannonien nach Rom.

Heutzutage beschränkt man sich nicht darauf, nur den von der See ausgeworfenen Bernstein zu sammeln, sondern gewinnt ihn durch Tauchen, Baggern und bergmännischen Abbau. Das begehrte Mineral kommt fast ausschließlich in einer bestimmten Schicht vor, die sehr reich an blaugrünen Glaukonitfröchen ist und daher „blaue Erde“ genannt wird. Diese Schicht, etwa $1\frac{1}{2}$ m dick, liegt meist noch unter dem Niveau des Meeres und wird von einem bis 23 m mächtigen, bernsteinarmen Glaukonitsand überlagert. Die ganze Ablagerung gehört zweifellos dem Unteroligozän an; wir finden in den Sanden die gleichen oder sehr ähnlichen Versteinerungen wie in den Tonschichten von Egeln und Latdorf: neben dem Hauptleithossil *Ostrea ventralabrum* auch *Triton flandricus*, *Pecten bellicostatus* sowie verschiedene Spindel- und Faltenschneden. Fast noch häufiger als diese Weichtiere sind Reste von Seeigeln, Krustentieren und Haijischen.

Über den Glaukonitsand legt sich eine Braunkohlenformation von jüngerem, wahrscheinlich miozänem Alter: Sande, die hin und wieder noch Bernstein enthalten, wechsellagern mit Tonen und Braunkohlen. Darüber folgt als Deckschicht des Ganzen der viel später abgelagerte, eiszeitliche Geschiebemergel (Profil Abb. 34).

Wie kommt nun der Bernstein in die oligozänen Sande? Bekanntlich ist das Mineral ein fossiles Harz, das aus vorweltlichen Kiefern und Fichten geflossen ist und sich erhalten hat, während die Nadelhölzer selbst fast spurlos verschwunden sind. Nach H. Con-

wentz stammt der Bernstein aus Skandinavien oder einem benachbarten Gebiet des nördlichen Europa, wo in der Eozänzeit dichte Kiefern- und Fichtenwälder wuchsen. Flüsse und Bäche schwemmten die abgebrochenen Zweige und Äste, mitunter wohl auch ganze Koniferenstämme ins Meer, und die Strömung trieb das Holz nach Süden, an die samländische Küste. Die Hauptmasse des Holzes verweste, aber die daran hängenden Harztropfen, -kugeln und -trauben versanken in den weichen Schlamm und verwandelten sich allmählich in Bernstein.

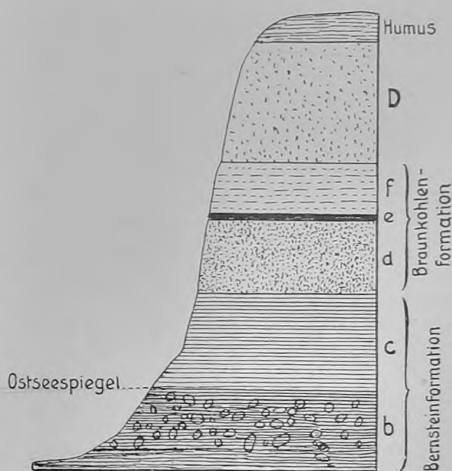
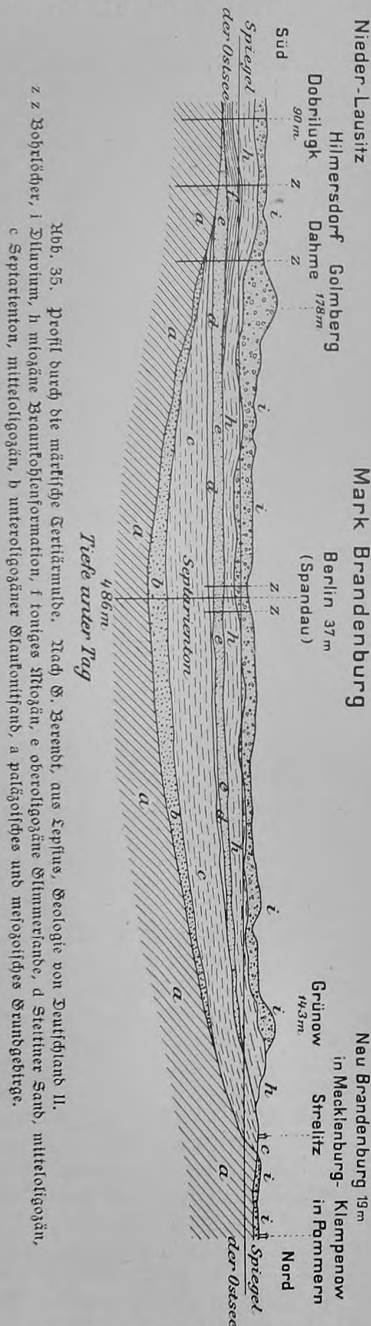


Abb. 34. Profil durch die samländ. Bernsteinformation bei Dr. Hubniten.

b und c Oligozän (b blaue Erde, c Glaukonitsand), d–f Miozän (d weißer Sand, e Braunkohle, f gestreifter Sand), D diluvialer Geschiebemergel. (Nach Runge.)

Nach den im Bernstein enthaltenen Tier- und Pflanzenresten muß man annehmen, daß er noch aus der Eozänzeit stammt. Dem scheint das oligozäne Alter der „blauen Erde“ zu widersprechen. Aber er befindet sich hier auf zweiter, „sekundärer“ Lagerstätte. Die eozänen Schichten, die ihn ursprünglich enthielten, müssen im Anfang der Oligozänzeit vom Meer aufgewühlt und verschwemmt worden sein. Auch der Bernstein wurde ein Spiel der Wellen und geriet, vielleicht erst nach mehrmaliger Umlagerung, in den samländischen Glaukonitsand, wo er, geschützt durch die darüber liegende Braunkohlenformation, ein paar Jahrmillionen ungestört liegen blieb. Aber in der Gegenwart wiederholt sich das Spiel: die Brandung frißt an dem ganzen Schichtenkomplex, legt bald hier bald dort ein Stück

der blauen Erde frei und spült den herausge-
lösten Bernstein an den Strand.

[illegible]

Seit alters haben die zierlichen, im Bernstein eingeschlossenen Insekten und Spin-

nen wegen ihrer tadellosen Erhaltung, die noch alle Einzelheiten des feinen Körperbaus deutlich erkennen läßt, die Bewunderung der Naturfreunde wie der Fachgelehrten erregt. Allerdings sind die Körper der Tierchen verwest; was man sieht, ist nur der Abdruck, der früher vom Körper eingenommene Hohlraum, an dessen Wänden noch etwas Chitin und Kohle haftet. Daher ist jeder Versuch, die Tierchen herauszubräutern, zwecklos.

Die Zahl der verschiedenen Arten von Bernsteininsekten und Spinnen wird auf 2000 geschätzt. Am häufigsten sind die Dipteren, vor allem die Schnaken und Haarmücken, allein auch die Käfer, Gerad- und Netzflügler liefern eine Menge Vertreter. An Zahl geringer, doch von besonderem Interesse sind die pflanzlichen Überreste. Neben den Nadeln und Blüthenfäcken der Bernsteinfichten finden sich Überbleibsel von Palmen, Magnolien, Lorbeer, Zimt-, Mammut- und Lebensbäumen, immergrünen Eichen usw., also lauter wärmeliebenden Pflanzen, die wohl nur zur Gozänzeit, als das Klima in Mitteleuropa geradezu tropisch war, so weit nach Norden vordringen konnten.

Das norddeutsche Mittellagolozän, zu dem wir jetzt übergehen, gelangte zur Ablagerung, als das Nordmeer seine Küsten am weitesten nach Süden vorgeschoben hatte und auch durch Hessen mit dem Südmeer in Verbindung getreten war. Gleichzeitig erreichte das über der norddeutschen Tiefebene flutende Meer seine größte Tiefe. Auf seinem Grunde setzte sich überall ein grauer bis schwarzer Ton ab, in dem sich zahlreiche, oft ansehnlich große Knollen oder Konkretionen von kohlensaurem Kalk bildeten. Schlägt man eine solche, äußerlich scheinbar ganz unverletzte Konkretion auf, so zeigt sich, daß sie im Innern ganz zerspringen und von Spalten durchsetzt ist, in denen sich gelber Kalkspat, Braunspat oder Eisenpat ausgeschieden haben. Sie findet man in ihnen auch schön ausgebildete Krystalle von Kalkspat und Schwerpat. Diese Konkretionen heißen Septarien, und nach ihnen wird der Ton, in dem sie vorkommen, Septarianton genannt. Eine andere, vielgebrauchte Bezeichnung lautet Rupeston.

Die Spalten im Innern der Septarien verlaufen oft so regelmäßig, daß es aussieht, als sei die ganze Konkretion aus lauter kleinen, dicht nebeneinanderstehenden Säulen zusammengefügt. Welche Kraft diese merkwürdige Zerklüftung bewirkte, ist noch unaußgeklärt. In

manchen Fällen hat die von innen wirkende Zerstörung den Kalk fast ganz aufgelöst; dann ist die Septarie hohl und enthält nur noch ein paar lose Steinbrocken, die beim Schütteln ein klapperndes Geräusch verursachen („Klappersteine“).

Wenige Ablagerungen sind in Deutschland so verbreitet wie der Ruppelton. Im Westen reicht er bis nach Belgien hinein, im Osten bis Hinterpommern; nur in den Provinzen Posen und Schlesien scheint er zu fehlen, dort war also wohl Festland. Im Süden füllt er den Grund der Rasteler Bucht und findet in dem gleichartigen Septarienton des Mainzer Beckens seine Fortsetzung.

Versteinerungen kommen nur an Stellen vor, die vor den Einflüssen der Verwitterung und des Sickerwassers bewahrt geblieben sind. Der Ton enthält nämlich große Mengen von feinverteiltem Schwefelkies, der sich bei Zutritt atmosphärischer Feuchtigkeit rasch zersetzt und Schwefelsäure erzeugt. Die Säure verbreitet sich im Gestein, zerstört die darin eingebetteten Kalkschalen und verbindet sich mit dem freigewordenen Kalk, wodurch ein neues Mineral entsteht: wasserhaltiger schwefelsaurer Kalk oder Gips. So kommt es, daß im Septarienton oft prächtige Gipskristalle die Stelle der Versteinerungen vertreten.

Wo sich nun Versteinerungen erhalten haben, sind es meistens Foraminiferen und Mollusken. Ihr Charakter läßt auf ein immer noch recht warmes Klima schließen. Sehr bezeichnend für das Mitteloligozän ist eine kleine, hinten geschnäbelte Nüßchenmuschel, *Leda Deshayesiana* (Taf. I, 5). Nach dem Bau ihres Schalen Schlosses gehört sie zu den Reihenzähnern (Taxodonten) wie die bekannte Gattung *Arca*. Ihr nahe verwandt ist *Nucula Chasteli*, während der gleichfalls häufige *Axinus uncarinatus* (Taf. I, 6) ein ganz anders gebautes, zahnloses oder nur schwach bezahntes Schloß besitzt. Die Schalen des *Axinus* sind an einer vom Wirbel zum Hinterrand verlaufenden Furche zu erkennen.

Unter den Schnecken treffen wir wieder mehrere Vertreter der artenreichen Sippe der Spindelschnecken, z. B. *Fusus multisulcatus* und *Pleurotoma Selysii* (Taf. I, 7), ferner einen Artgenossen des bekannten, breitgefögligten Pelikanfußes (*Aporrhais pellicani*), der in den europäischen Meeren der Gegenwart sehr gemein ist und auch in der Nordsee vorkommt. Unsere im Septarienton sehr häufige Art heißt *Aporrhais speciosa*. Die

Schalen der Aporrhaiden zeichnen sich durch ihre wie ein Flügel hervortretende, mit fingerförmigen Fortsätzen versehene Außenlippe aus (vgl. Taf. II, 6).

Verbreitet sind auch Gehäuse des Elefantenzähnhorns (*Dentalium*), einer merkwürdigen Molluskenform, die heutzutage in Massen die atlantischen Küsten Europas bewohnt, aber im lebenden Zustand schwer zu finden ist, weil die Tiere sich bis zur Schalen Spitze in den Sand oder Schlamm eingraben. Früher rechnete man sie zu den Röhrenwürmern, später zu den Schnecken, denen sie in der Tat von allen Tiergruppen am nächsten stehen; indessen sind die Unterschiede doch so beträchtlich (vor allem fehlt ein vom übrigen Körper deutlich gesonderter Kopf), daß man die Dentalien mit einigen nahverwandten Formen jetzt zu einer besonderen Klasse der Weichtiere, den Grabfüßern oder Skaphopoden, vereinigt. Das oligozäne Elefantenzähnhorn, *Dentalium Kikkii* (Taf. II, 11), ist durch einen kurzen Schlit in hinteren Schalenende gekennzeichnet.

Gegenüber der reich entwickelten Molluskenwelt treten die anderen Meerestiere in den Hintergrund. Noch am häufigsten sind Fischreste: lose Wirbel, Knochen und Schuppen, vor allem aber die leicht zu erkennenden Gehörsteine (Otolithen). Gewisse quarzartige Konkretionen des unten erwähnten Stettiner Sandes stecken ganz voll von ihnen. Auch Steinkernen eines herzförmigen Seeigels, des *Spatangus Hofmanni*, wird man nicht selten begegnen.

Seiner ganzen Fauna nach muß der Septarienton der Grundschlamm eines mäßig tiefen Meeres sein. Dieses Meer hatte jedoch manche Untiefen, seichte Stellen, die gegen Ende der Periode, als der Meeresboden sich langsam hob, ihren Umfang immer mehr vergrößerten und zum Teil wohl als Inseln über der Wasseroberfläche sichtbar wurden. In der so entstandenen Flachsee lagerte sich über dem Septarienton ein gelber Sand ab, den man Stettiner Sand nennt, weil er in der Umgebung dieser Stadt, an den Gehängen des Obertals, vorzüglich aufgeschlossen ist.

In diesem Sand haben sich wieder zahllose Konkretionen gebildet, harte, kugelige Knollen, die oft ganz erfüllt sind mit Versteinerungen. Sie bieten uns jedoch nichts Neues, es sind dieselben Muscheln und Schnecken, dieselben Fische und Seeigel wie im Septarienton. Der Stettiner Sand ist eben nur wenig

jünger als der Ton, ja in gewissem Sinne mit ihm gleichalterig; denn zur selben Zeit, als die gehobenen, flachen Stellen des Meeresbodens sich mit Sand bedeckten, häufte sich in den tieferen Becken noch immer eine Ton-
schicht über die andere. Man kann daher den Stettiner Sand auch als lokale Fazies des Septarientons bezeichnen.

Zum Studium beider Ablagerungen eignet sich, wie schon erwähnt, besonders die Umgebung von Stettin. Die besten Aufschlüsse liegen stromabwärts, am linken, seiner landschaftlichen Reize wegen vielbesuchten Oderufer. Hier wird der Septarienton in zahlreichen Gruben zum Zweck der Ziegel- und Zementfabrikation abgebaut, wobei die Septarien und sonstigen Konkretionen als unbrauchbares Material irgendwo zur Seite auf Haufen geschüttet werden. Man hat hier die beste Gelegenheit, in verhältnismäßig kurzer Zeit eine Menge für das Mitteloligozän charakteristischer Versteinerungen zu sammeln. Scharf hebt sich von dem dunkelgrauen Ton der gelbbraune, manchmal fast rote Stettiner Sand ab.

Wo die Lagerung normal ist, liegt er über dem Ton; aber an den durchweg aus lockeren Massen aufgebauten Gehängen des Odertals sind zahlreiche Rutschungen eingetreten, die das Bild der Schichtenfolge in hohem Grade verwirren. Der plastische, leicht bewegliche Ton wird bei anhaltendem Regen zu einem dickflüssigen Brei, quillt unter dem Druck der höheren Schichten aus dem Gehänge hervor und fließt nach Art eines Gletschers langsam in die Tiefe. Dabei kommt er natürlich auf viel jüngere Schichten zu liegen, auf jungoligozäne Sande oder gar auf diluviale Ablagerungen. Eine weitere Folge ist, daß die höheren, ihrer Stütze beraubten Schichten, z. B. der Stettiner Sand, nachrutschen, sich zwischen die Tonmassen einklemmen und von den später nachfließenden Schlammströmen bedeckt werden. Nimmt man hinzu, daß schon in früherer Zeit der Druck des Inlandeseises die verschiedensten tertiären und diluvialen, ja selbst Kreideschichten durcheinanderschob und verknetete, so wird man den fast beispiellos wirren Zustand der Lagerung, den uns manche Aufschlüsse enthüllen, vollaus begreiflich finden.

In der Umgebung von Berlin sind Buckow, Freienwalde und Joachim-

tal berühmte Fundorte für Versteinerungen des Septarientons.

Die allmähliche Verflachung und Verjüngung des norddeutschen Meeres scheint in der jüngsten Oligozänzeit (Oberoligozän) weitere Fortschritte gemacht zu haben. Wo der Stettiner Sand fehlt, bedecken oft feine, weiße, aus Quarzflörchen und Glimmerschlüppchen zusammengesetzte Sande den Septarienton. In der Mark Brandenburg, in Pommern, Mecklenburg und Sachsen sind sie vielfach erhoben, enthalten aber fast gar keine Versteinerungen, so daß die Altersbestimmung recht zweifelhaft wäre, wenn man nicht in anderen Gegenden (Hessen, Westfalen) ganz ähnliche Sandlagen mit einer reichen, offenbar oberoligozänen Meeresfauna entdeckt hätte. Wir werden diese interessanten Fundplätze, die schon außerhalb des Tieflandes im Bereich der Mittelgebirge liegen, bei späterer Gelegenheit schildern.

Wie das Mitteloligozän die Septarien, so beherbergen auch die oberoligozänen Sande eine geologische Seltsamkeit, nämlich die Sternberger Kuchen. Dies sind Gerölle eines Muschelsandsteins, der irgendwo im Untergrund des mittleren Mecklenburg ansteht und angeblich bei Parchim zutage tritt. Das Inlandeis hat die obersten Lagen des Sandsteins aufgeschüttet und die Trümmer über das Land verschleppt; am reichlichsten finden sie sich im Gletschertief der Umgegend von Sternberg. Dieser mecklenburgische Muschelsandstein heißt darum besonderes Interesse, weil er die einzige fossilreiche Ablagerung aus oberoligozäner Zeit ist, die man bis jetzt im Gebiet der norddeutschen Tiefebene entdeckt hat. Um so bedauerlicher ist es, daß er sich so ganz in der Tiefe verliert. Zimmerlin bieten uns ja die zahlreichen „Kuchen“ einen gewissen Ersatz. Viele stecken dermaßen voll von Weichtierschalen, daß die ganze Gesteinsmasse nur aus ihnen zusammengebacken scheint. Es sind die gleichen Muscheln und Schnecken wie im hessischen Oberoligozän, dieselben Arten von Peeten, Arca, Pleurotoma, Ancillaria usw., woraus man schließen darf, daß noch am Ende der Oligozänzeit ein zusammenhängendes, wenn auch flaches und von Inseln erfülltes Meer sich von der heutigen Ostseeküste bis in die Gegend von Kassel erstreckte.

zu raten, seine Studien auf der anderen Seite des Atlantischen Ozeans, in den Niederungen von Karolina und Florida, zu machen. Dort gibt es noch heute meilenweit ausgedehnte Torfmoore, in denen die aus Deutschland verschwundene miozäne Pflanzenwelt weiterlebt; selbst die Arten sind zum großen Teil noch ganz dieselben. Die herrschende Pflanze vieler Braunkohlenmoore war die virginische Sumpfhypresse (*Taxodium distichum*), von der sich z. B. im Kohlenlager von Senftenberg zahllose alte, zum Teil noch aufrechtstehende Baumstümpfe erhalten haben (Abb. 37). Eben diese Konifere bevölkert heute in ungeheuren Massen die bekannten „Zypressensümpfe“ Nordamerikas. Auch mehrere Magnolien, der Sassafras, der Trompetenbaum und andere in Europa längst ausgestorbene Formen haben in den Niederungen der amerikanischen Südstaaten den verheerenden, am Ende der Tertiärzeit eingetretenen Klimawechsel überstanden.

Dieser erfreuliche Umstand ist, wie E. Deekert auseinanderlegt, dem günstigen Bau des nordamerikanischen Festlandes zu danken. Als die Eiszeit hereinbrach, wurde den europäischen Pflanzen die Flucht nach Süden durch die himmelhohen, von mächtigen Gletschern bedeckten Kettengebirge (Alpen, Pyrenäen, Karpathen usw.) abgeschnitten, sie gingen daher zum weitaus größten Teil zugrunde. Ganz anders in Nordamerika, dessen Gebirgsmauern nicht von Ost nach West, sondern von Nord nach Süd gerichtet sind und zwischen sich breite Niederungen z. B. das Mississippi-tal, freilassen, die der tertiären Pflanzenwelt bequeme Rückzugswege nach wärmeren Gegenden gewährten. So gelang es vielen Formen, sich vor dem Kältetod zu retten, dem die europäischen Artgenossen fast ausnahmslos zum Opfer fielen.

Die oben erwähnte Sumpfhypresse, ein Baum mit lanzettförmigen, in zwei Reihen angeordneten Nadeln, die im Herbst abfallen, bildet im Schlamm der Moräste ein ungeheures Wurzelwerk mit vielen kegelförmigen, inwendig hohlen Auswüchsen, die oft so groß werden, daß die Eingeborenen sie als Bienenstöcke verwenden. Wenn die Stämme eine gewisse Höhe und Schwere erreichen, versinken sie allmählich im Schlamm und füllen die Wasserbeden nach und nach aus, wobei manche ihre aufrechte Stellung behalten, andere nach verschiedenen Richtungen umfallen und durcheinander zu liegen kommen. Zuweilen bricht der Fluß in die Zypressenwälder ein und unterwühlt den Boden; die Bäume werden dann

samt ihrem Wurzelwerk fortgeschwemmt, treiben eine zeitlang im Strom und stranden schließlich auf Sandbänken oder schlammigen Untiefen, wo sie sich zu förmlichen Holzlagern anhäufen. Alle diese Vorgänge haben sich jedenfalls zur Braunkohlenzeit auch in unseren Gegenden abgespielt.

Im Schatten der Zypressen wuchern zahllose niedrigere Pflanzen: Farnkräuter, tropische Gräser usw., und den Grund, soweit er wasserfrei ist, bedeckt ein üppiger Moosteppich. An den Stämmen aber ranken sich die verschiedenartigen Kletterpflanzen und Schlingsträucher empor, schwingen ihre leichten Glieder von Ast zu Ast und spannen ein farbenprächtiges Netz durch den ganzen Wald.

Eine Schlingpflanze war z. B. die im schweizer Miozän nachgewiesene *Berchemia multinervis*, die vermutlich in den Molassewäldern die gleiche unheilvolle Rolle spielte, wie ihr heutiger Artgenosse, die *Berchemia volubilis*, in den Urwäldern von Karolina und Florida. Dieser Strauch, „der Henker der Bäume“ genannt, windet sich so dicht und fest um die Stämme, daß er ihr Wachstum hindert, ihnen alle Kraft entzieht und manchen stolzen Waldbriesen ersticht und zum Absterben bringt.

Die überaus reiche Flora der miozänen Braunkohlenwälder können wir nur in ihren wichtigsten Grundzügen schildern. Sehr interessant im Hinblick auf die jetzt immer schärfer hervortretende Abkühlung des Klimas ist der gemäßigte Charakter dieser Pflanzenwelt. Während im Alttertiär Mitteleuropas eine Menge tropischer Pflanzen zuhause sind und Palmen vor der großen oligozänen Meeresflut wohl über ganz Deutschland verbreitet waren, hatten sie sich zu Beginn der Miozänzeit schon nach Südeuropa zurückgezogen. In bestem Einklang damit steht die Beobachtung, daß miozäne Korallenriffe nördlich von Malta und Kleinasien nicht vorkommen. Immerhin war das Klima, am Maßstab heutiger Verhältnisse gemessen, noch recht warm und zugleich feucht, da in unseren Gegenden noch Magnolien, Myrten, Lorbeer-, Zimt-, Kampferbäume und zahlreiche andere immergrüne Bäume ihr Fortkommen fanden.

Einen auffallend gemäßigten Anstrich besitzt die Flora des schon erwähnten Senftenberger Braunkohlenlagers in der Niederlausitz. Ihr fehlen alle Magnolien, Lorbeerbäume und Ölbaumgewächse, dafür erscheinen manche Waldbäume der Gegenwart: Pap-

peln, Birken, Buchen, Ulmen, Erlen u. a. in typischen Vertretern. Eine wichtige Rolle spielten die Hornbäume, von denen 5 verschiedene Arten gefunden wurden, darunter der dreilappige Horn (Acer trilobatum), einer der häufigsten miozänen Waldbäume Europas. Seine ansehnlich großen, langgestielten Blätter sind in drei mit zackigen Zähnen besetzte Lappen gespalten, und die Blüten stehen in hängenden Dolben. Am nächsten mit ihm verwandt ist der rote amerikanische Horn, der von



Abb. 38. Junger Zweig einer Sequoia.

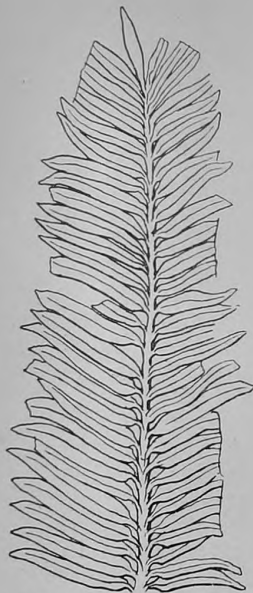


Abb. 39. Taxodium distichum mlocaenicum (miozäne Sumpfpypresse). Seitentrieb.

Kanada bis in den Süden der Vereinigten Staaten hinabreicht und feuchte Niederungen liebt, wo er mächtig hohe Stämme mit roten hängenden Fruchtstielen bildet. Eine andere Senftenberger Art (Acer subcampestre) stand unserem gewöhnlichen Feldhorn außerordentlich nahe.

Auch Walnußbäume, Kastanien und Platanen kommen in den Niederläufigen Braunkohlen vor. Unsere miozäne Platanen (Platanus aceroides) gleicht weniger den jetzt im Orient heimischen Formen als der amerikanischen Art, der in Gärten und Parks häufig angepflanzt, den „westländischen“ Platanen, von der ihre Blätter, wie D. Heer angibt, gar nicht zu unterscheiden sind.

Erinnert uns diese Pflanzengemeinschaft schon einigermaßen an heutige Verhältnisse, so wird das Bild doch ein ganz anderes, wenn wir neben den Laubbäumen auch die Nadelhölzer berücksichtigen. Die Tannen (Abietineen), vertreten durch die Schwarzkiefer, Pinus Laricio, und eine ihr sehr ähnliche Art, haben allerdings nichts Fremdartiges an sich, bleiben aber an Bedeutung auch weit hinter den Sumpfpypressengewächsen (Taxodineen) zurück. Diese eigenartige, heute auf die nordamerikanischen Südstaaten, Mexiko und Ostasien beschränkte Familie war in der Kreide- und Tertiärzeit fast über alle Länder der Nordhalbkugel verbreitet und reichte stellenweise bis in die arktischen Gegenden hinaus. An der Spitze steht die virginische Sumpfpypresse (Taxodium distichum), der, wie oben geschildert, die führende Rolle im deutschen Braunkohlenwald zufällt. Ihr gesellt sich eine Sequoia zu, eine nahe Verwandte des gigantischen Mammutbaumes, der an den Abhängen der kalifornischen Gebirge wächst und dank seinen erstaunlichen Dimensionen zu den Wundern der gegenwärtigen Schöpfung zählt. Exemplare von der Güte wie der im Jahre 1853 gefällte und ausgehöhlte Stamm, den ein Pferd samt Reiter passieren kann, sind allerdings bei uns bislang nicht gefunden worden, aber der Umfang mancher beim Senftenberger Bergbau aufgedeckten Stümpfe zeigt, daß auch die tertiäre Sequoia unter den Riesen des Urwaldes einer der allergewaltigsten war.

Als dritter im Bunde erscheint Glyptostrobus europaeus, ein Baum mit sehr dicht stehenden Zweigen und schuppenförmigen Blättern, in der Tracht der gewöhnlichen Zypresse ähnlich. Obwohl bei weitem nicht so häufig wie die beiden anderen Taxodineen, war er ebenfalls über das miozäne Europa, vom Mittelmeer bis in die sibirischen Länder verbreitet. Nach Potonié ist er höchstwahrscheinlich identisch mit Glyptostrobus heterophyllus, einem Sumpfsbaum des heutigen China.

Im allgemeinen hat man den Eindruck, daß unser Land zur Miozänzeit von Pflanzen bewohnt war, die jetzt über alle Weltteile zerstreut sind. In Europa sind es die Mittelmeerlande, in Amerika der Süden der Vereinigten Staaten, in Asien Japan und Kleinasien, in Afrika Madeira und die Kanarischen Inseln, welche die nächstverwandten Arten beherbergen. Am meisten in den Vordergrund tritt

das amerikanische Element. Die zahlreichen immergrünen Eichen, die Ahornbäume, Pappeln, Platanen und Amberbäume, die massenhaften Sumpfpfropfen und Sequoien tragen durchaus amerikanischen Charakter. Ganz ähnlichen Verhältnissen werden wir auch bei der süddeutschen Molasseflora begegnen.

Fragen wir nach der Entstehung der Braunkohlenlager, so begegnet uns wieder der alte Streit zwischen den Hypothesen der Autochthonie und Allochthonie (vgl. Bd. I, S. 48). Nach der einen Lehrmeinung stammen die Flöze von Pflanzen ab, die an Ort und Stelle gewachsen sind, nach der anderen von zusammengeschwemmten Stämmen, Ästen und anderen vegetabilischen Resten. Beide Möglichkeiten entsprechen Vorgängen, die auch in der Gegenwart beobachtet werden können. Autochthon ist die Entstehung der Torflager, allochthon die Anhäufung treibender Holzmassen im Schlamm des Mississippi-deltas.

Der berühmte Berliner Pflanzenpaläontologe H. Potonié scheidet die Braunkohlen (wie überhaupt die brennbaren Gesteine) in folgende 3 Gruppen: 1. Sapropelite oder Faulschlammgesteine, die sich am Grund stehender Gewässer aus dem „Faulschlamm“ bilden (der Begriff ist weiter unten erklärt). 2. Humusgesteine, entstanden aus Anhäufungen von Pflanzenresten im Erdboden, und 3. Liptobiolithe, hervorgegangen aus stark verharzten oder wachtreichen Hölzern. Zur dritten Gruppe gehören auch die fossilen Harze selbst, z. B. der Bernstein.

Die Humusgesteine, denen die Hauptmasse der tertiären Braunkohlen zuzurechnen ist, bilden sich aus Resten von Landpflanzen, also in erster Linie aus Kohlehydraten. Wie die überwältigende Menge der heute vor unseren Augen entstehenden Humusgesteine (Torf usw.), so ist nach Potonié auch die Mehrzahl der Braunkohlenflöze autochthonen Ursprungs. Das beweisen zunächst die „fossilen Wälder“, die zahlreichen aufrechten, noch im Boden wurzelnden Baumstümpfe, die im Senftenberger Revier so wunderbar schön zu sehen sind (Abb. 37). Nicht nur im Untergrund des Lagers tritt ein solcher Wald auf, sondern auch über dem Flöz, in seinem „Hangenden“, ja von Zeit zu Zeit kommen Stümpfe beim Abbau der Kohle selbst mitten im Lager zum Vorschein, woraus sich ergibt, daß hier Generationen von Wäldern nacheinander wuchsen und vergingen und die Gegend während

der ganzen Braunkohlenzeit Waldmoorcharakter befaßten hat.

Wo solche Urwaldreste fehlen, findet man bisweilen im „Liegenden“ der Braunkohlen fossiles Röhricht, das, wie die senkrechte Stellung der Wurzeln zeigt, an Ort und Stelle gewachsen sein muß. Über der Wurzelschicht liegt eine andere, in der sich die kriechenden Stengelorgane (Rhizome) des Röhrichts erhalten haben.

Viel seltener sind nach Potonié die allochthonen Braunkohlenflöze. Wenn in einem Lager lauter Baumstämme ganz unregelmäßig aufeinandergehäuft sind, werden wir sie für zusammengeschwemmt halten. Häufig aber sind Merkmale der Auto- und Allochthonie in einem und demselben Lager vereinigt, oder es fehlen überhaupt alle entscheidenden Kennzeichen, so daß es am Ende nicht verwunderlich ist, wenn manche Geologen, z. B. R. Lepsius, im Gegensatz zu Potonié, die große Mehrzahl der Flöze für allochthon erklären. Geringere Bedeutung als den Humuskohlen kommt den Faulschlammkohlen zu. Was ist nun eigentlich Faulschlamm? Ein dunkler, nach Weichen riechender Schlamm, der sich am Boden stehender Gewässer, also unter fast vollkommenem Luftabschluß, aus den Überresten der im Wasser lebenden Tiere und Pflanzen entwickelt. Für seine spätere Brennbarkeit sind besonders wichtig die ölführenden Algen. Daneben enthält der Schlamm noch mancherlei anderes Material: hineingewehten Staub, Pollen von Kiefern, Erlen, Haseln, Laubblätter und Holzstücke. Vom Humus, wie er sich in Mooren und Sümpfen bildet, ist der Faulschlamm chemisch grundverschieden: Fette und Eiweißstoffe sind seine wesentlichsten Urmaterialien, während der Humus, wie oben erwähnt, aus Kohlehydraten hervorgeht.

Im Lauf der Zeit nimmt der Faulschlamm die Beschaffenheit einer festen Gallerte an. Selbst wenn er Hunderttausende von Jahren, bedeckt von anderen Schichten, im Schoß der Erde ruht, wird er zwar allmählich fester, bleibt aber immer noch etwas gallertig; erst an der Luft trocknet er zu einer harten, festen Kohle ein.

Die Faulschlammkohlen sind im allgemeinen kein angenehmes Heizmaterial: sie entwickeln beim Verbrennen einen höchst widrigen Geruch nach verdampfendem Paraffin und Petroleum, der ihnen Namen wie „Stinkkohle“ und „Dysodit“ (d. h. übelriechend) eingetragen hat. In manchen Gegenden sind sie als Blät-

ter= oder Papierkohlen bekannt, weil sie in lufttrockenem Zustand leicht in braune, papierdünne Blätter zerfallen, oder auch als Olschiefer, weil sie sich technisch auf Öl verarbeiten lassen. Viele Varietäten sind durch beigemengten Kalk, Ton und Quarzsand stark verunreinigt.

Es bleibt uns nun noch die dritte Gruppe der Braunkohlen übrig: die aus stark verharzten Hölzern entstandenen Liptobiolithe. In der Gegend von Weisensfeld und Zeitz (Prov. Sachsen) wurde früher eine merkwürdige weißgelbe Kohle abgebaut, die fast ganz aus Harz und Wachs bestand und sich daher vorzüglich zur Paraffinbereitung eignete. Man nannte sie Weiß-, Wachs- oder Schwelkohle, der wissenschaftliche Name lautet *Pyropissit* (vom griechischen *πῦρ* (pyr) = Feuer und *πίσσα* (pissa) = Harz). Heutentags ist der Vorrat erschöpft, und man muß sich mit einer harzärmeren „Schwelkohle“ begnügen, die schon den gewöhnlichen Braunkohlen nahesteht.

Potonié denkt sich den *Pyropissit* an trockenen Stellen der Waldmoore entstanden, wo statt der Vertorfung und Verkohlung eine Verwesung der Pflanzenstoffe eintrat. Dabei lösten sich die Holzfaser und die anderen leicht verweslichen Pflanzenteile vollständig auf, sie verschwanden spurlos, während das widerstandsfähige Harz und Wachscharz unverwest zurückblieb. Vorausgesetzt wird natürlich eine ungemein harzreiche Vegetation. Die gleichen Bäume, die im Untergrund des Waldmoores langsam verkohlten und eine Braunkohle mit eingeprengten Harzlütkchen lieferten, ließen an der Oberfläche unter dem zerstörenden Einfluß des Luftsauerstoffs nichts zurück als ihre harzigen Bestandteile.

Ist diese Erklärung richtig, so muß der *Pyropissit* des Zeitz-Weisensfelder Reviers nach unten allmählich in gewöhnliche Braunkohle übergehen. In der Tat scheint die oben erwähnte „Schwelkohle“, die man jetzt in Ermangelung besseren Materials zur Paraffinbereitung verwendet, ein solches Übergangsglied zu sein.

Ebenso natürlich ist es, daß die Humuskohlen an vielen Stellen in Faulschlammkohlen übergehen und umgekehrt. Man denke sich z. B. folgenden, gewiß recht häufigen Fall. In einem abgeschlossenen Wasserbecken, wo sich lange Zeit hindurch nur Faulschlamm abgelagert hat, siedeln sich Sumpfpflanzen an. Jetzt wird die Faulschlammabildung nur im Wasser zwischen den Pflanzen weitergehen, die

Pflanzen selbst aber werden zu Humus. Hier muß also im Lauf der Zeit eine Kohlenschicht entstehen, die sowohl Faulschlamm wie Humus enthält. Schließlich überwuchern vielleicht die Sumpfpflanzen das ganze Becken und verdrängen alles Wasser von der Oberfläche; dann hört natürlich die Faulschlammabildung ganz auf, und es lagert sich zu oberst eine reine Humuskohle ab.

So erklären sich die häufigen Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung der Braunkohlen zum großen Teil durch den beständigen und verhältnismäßig raschen Wechsel der Bildungsbedingungen.

Wenn es wahr ist, daß die meisten Kohlenstöcke autochthon, d. h. in Wald- und Torfmooren entstanden sind, so müßte man sie eigentlich in ganz ebener oder höchstens flachmuldenförmiger Lagerung antreffen. Dieser ursprüngliche Zustand hat sich jedoch fast nirgends erhalten. Gerade im norddeutschen Braunkohlengebirge beobachten wir oft außerordentlich lebhafteste Faltungen, die sich über weite Gebiete erstrecken und selbst diluviale Schichten mit ergriffen haben, also ein recht junges Alter besitzen. Schwerlich handelt es sich hier, wie manche Geologen meinen, um Wirkungen des Eisdrucks; dafür sind die Faltungen zu regelmäßig und greifen so tief in den Untergrund ein; vielmehr lernt man allmählich einsehen, daß die norddeutsche Ebene noch an der Schwelle der Gegenwart (in der jüngsten Zwischenzeit?) von gewaltigen Erdbewegungen heimgesucht wurde, die einen beträchtlichen Teil des alten Tafellandes, unter anderem auch das pommerische Kreideplateau, zertrümmerten. Durch den gegenseitigen Druck der absinkenden Schollen kam es dabei zu Faltungen, die sich namentlich in den nachgiebigen, weichen Oberflächenschichten (Tertiär und Diluvium) äußern mußten.

Ohne Zweifel hat jedoch auch der Eisdruck gewisse Störungen und Unregelmäßigkeiten in der norddeutschen Braunkohlenformation verschuldet. Darüber wollen wir uns in einem späteren Kapitel unterhalten.

Neben den Faltungen kommen auch Verwerfungen recht häufig vor, aber sie reichen in der Ebene bei weitem nicht den Betrag wie im mitteldeutschen Berg- und Hügelland, wo viele Braunkohlenlager nur durch Absinken in tiefe Gräben vor der Zerstörung bewahrt blieben. Die mitteldeutschen Verwerfungen sind übrigens weit älteren Datums und

fallen zum großen Teil noch in die Miozänzeit selbst. Im heftigen Bergland z. B. war das Schicksal der Braunkohlenformation aufs engste mit der Entstehung des Gebirges verknüpft; daher trifft man die Flöze bald oben auf den Bergen (Habichtswald, Meißner), bald tief unten im Tal (Oberkaufungen).

Erwähnt sei noch, daß man früher dem weitaus größten Teil der norddeutschen Braunkohlen ein oligozänes Alter zuschrieb. So sollten z. B. die Braunkohlen Pommerns, Mecklenburgs und der Mark Brandenburg noch aus der älteren Oligozänzeit stammen. Die Erkenntnis der wahren Sachlage stellte sich erst ein, als die zahllosen, in jüngster Zeit ausgeführten Tiefbohrungen von den preussischen Landesgeologen systematisch untersucht wurden. Die Ergebnisse dieser Studien waren derart, daß man die bis dahin herrschende Meinung gänzlich aufgeben mußte. Fast die ge-

des, wenn man bedenkt, daß diese Gegenden fast während der ganzen Oligozänperiode von einem ziemlich tiefen Meer überflutet waren; Wald- und Torfmoore konnten sich also höchstens auf größeren Inseln dieses Meeres entwickeln.

In den Provinzen Posen, Schlesien und Westpreußen liegt über der miozänen Braunkohlenformation der „Posener Flammenton“, ein grauer, bisweilen rot geschlammter Ton, offenbar der Absatz eines riesigen Süßwassersees, der im jüngsten Tertiär die ostdeutsche Wald- und Sumpflandschaft überflutete und noch weit ins heutige Polen hineinreichte. Ob dies noch im Miozän oder erst zu Beginn der Pliozänzeit geschah, steht noch nicht fest. Der oft 60–80 m mächtige Ton verhüllt alle älteren Tertiärschichten und hat somit auch die Braunkohlen vor der Zerstörung durch Erosion und Abtragung bewahrt. Der Ton selbst wird wieder vom Diluvium

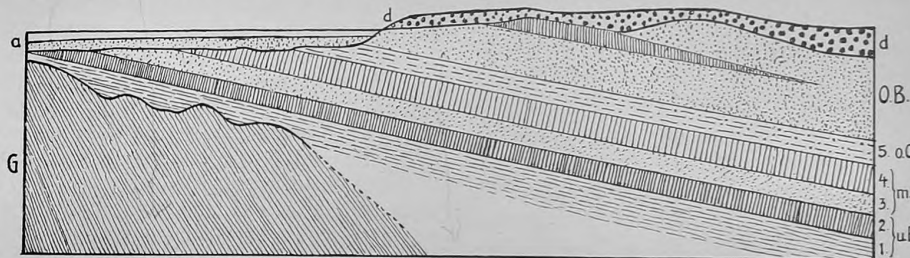


Abb. 40. Profil durch das Tertiär von Leipzig. Nach H. Credner.

a Alluviale der Elster und Pleiße. d Diluvium. O.B. Obere (miozäne) Braunkohlenformation. 5. Oberoligozäner Sand. 4. Septarienton. 3. Mitteloligozäner Sand. 2. 1. Unteroligozäne Braunkohlenformation. G Grundgebirge (Karbon).

samte norddeutsche Braunkohlenformation von Hannover bis nach Posen und Schlesien ist miozänen Alters. Nur einzelne Vorkommen sind älter, aber wahrscheinlich auch nicht oligozän, sondern eozän. Dies gilt vor allem von der „subherzynen“ Braunkohle (so genannt, weil sie im Vorland des Harzes liegt) der Gegend von Helmstedt, Egeln und Alfersleben. Erst weiter südlich, in der „Thüringer Bucht“, bei Halle, Leipzig, Zeitz, scheint es auch zur Oligozänzeit Braunkohlenmoore gegeben zu haben. Hier treffen wir sogar stellenweise zwei Braunkohlenformationen, eine altoligozäne und eine miozäne, übereinander (vgl. das Profil durch das Leipziger Tertiär, Abb. 40). Zur Oligozänzeit entstand bei Halle neben gewöhnlichen Kohlen der merkwürdige Pyropisjit, die Wackskohle von Zeitz und Weissenfels.

Das Fehlen oligozäner Braunkohlen im norddeutschen Flachland hat nichts Überraschen-

bedeckt und tritt nur dort, wo dieses fehlt, unmittelbar zutage; das ist besonders in der Provinz Posen der Fall. Früher verwechselte man ihn gelegentlich mit dem oligozänen Septarienton der Mark, wozu der Umstand beitrug, daß er hie und da ähnliche Kalkknollen (Septarien) enthält, aber sein bedeutend jüngeres Alter unterliegt jetzt keinem Zweifel mehr. Der Posener Ton liefert ein ausgezeichnetes Ziegelmateriale, und aus seinen leuchtend rot gefärbten Varietäten lassen sich Tonwaren von prächtiger Farbenwirkung herstellen.

Neuerdings sind im Flammenton Paludinen (Sumpfschnecken) gefunden, die nach Menzel gewissen Paludinen der levantinischen Stufe des Wiener Beckens außerordentlich nahe stehen. Wenn weitere Funde diese Beobachtung bestätigen, wäre der Posener Ton gleichalterig mit den levantinischen Paludinen-schichten, d. h. mittel- bis jung-pliozän.

Ganz anders als im übrigen Deutschland verlief die Miozänzeit im äußersten Nordwesten unseres Vaterlandes, den das Nordmeer nur auf kurze Zeit freigab, um bald zurückzukehren und einen von Holland bis Mecklenburg reichenden Landstreifen in dauernden Besitz zu nehmen. Zu diesem überfluteten Gebiet gehörte auch Schleswig-Holstein, ein Land, das in geologischer Hinsicht weit interessanter ist, als man bei der im ganzen recht einförmigen Bodengestaltung vermuten möchte.

Die wichtigsten Aufschlüsse über die geologische Geschichte der Provinz verdankt man einigen neueren Tiefbohrungen, unter denen sich die Bohrung von Wöhrden in Dithmarschen durch eine sonst nirgends in Deutschland beobachtete Vollständigkeit und Mächtigkeit der Tertiärschichten auszeichnet. Unbeeinflusst von den sonst so häufigen Störungen (durch Eisdruck usw.) liegen alle Formationen vom Paläozän bis zum jüngsten Miozän in größter Ordnung und Regelmäßigkeit übereinander. Die Bohrung durchsank nach C. Gage:

Von 0—140 m Tiefe	Alluvium und Diluvium.
„ 140—340 m „	obermiozänen Glimmerton und mittelmiozänen Sand (beides Meeresablagerungen).
„ 348—390 m „	untermiozäne Braunkohlenformation.
„ 390—598 m „	oligozäne Tonmergel (marin).
„ 599—684 m „	eoizäne Tonmergel und Kalksandsteine (marin).
„ 684—888 m „	paleozäne Tonmergel, Sandsteine usw. (marin).

Im Alttertiär fehlen durchaus Ablagerungen, die auf dem Lande entstanden sein könnten; Dithmarschen lag also während dieser ganzen Periode unter dem Meerespiegel. Andere Bohrungen, die allerdings nicht so vollständig sind wie die von Wöhrden, lassen keinen Zweifel, daß dieser Schluß für die ganze cimbrische Halbinsel einschließlich Zütland gilt; überall ist das Alttertiär rein marin entwickelt. Eine Wendung trat erst mit Beginn der Miozänzeit ein. Als sich das Oligozänmeer verlief und überall in Norddeutschland die Braunkohlenwälder von dem verlassenen Meeresboden Besitz nahmen, wurde

Schleswig-Holstein zum ersten Mal in der Tertiärzeit landfest. Auch hier gab es nun eine Periode der Braunkohlenbildung, die aber viel früher zum Abschluß kam, als im übrigen Norddeutschland. Während die Hauptmasse des miozänen Braunkohlenlandes überhaupt keine marine Überflutung mehr erlitten hat, sank die cimbrische Halbinsel schon gegen Mitte der Miozänzeit wieder unter den Meerespiegel. Denn über den Braunkohlen liegen nicht, wie anderwärts, Süßwasserschichten oder direkt die Ablagerungen der Eiszeit, sondern echte, im Mittelmiozän abgesetzte Meeresande. Über diesen folgt dann der obermiozäne Glimmerton, gleichfalls eine marine Bildung und berührt durch seinen Reichtum an versteinerten Muscheln und Schnecken (vgl. unten).

Ob die vorübergehende Erhebung über den Meerespiegel das ganze heutige Schleswig-Holstein umfaßt hat, ist noch zweifelhaft. In der Lübecker Gegend z. B. fehlen die fraglichen Braunkohlenschichten,* obwohl ihr Liegendes, das marine Oligozän, und ihr Hangendes, das marine Mittelmiozän, erhalten sind. Da sich bei Travemünde ein Sandstein findet, der nach v. Koenen einer altmiozänen Meeresablagerung entstammt, so scheint es in der Tat, als sei diese Gegend von Paläozän bis zum jüngsten Miozän ununterbrochen von der See bedeckt gewesen.

Die wichtigste Ablagerung, die uns das wieder vordringende Miozänmeer hinterlassen hat, ist der in Schleswig-Holstein und seinen Nachbargebieten überall verbreitete Glimmerton. Aus dem Charakter seiner Fossilien ergibt sich mit Sicherheit ein obermiozänes Alter. Reiche Fundplätze liegen auf Sylt, bei Glückstadt, Lüneburg und Dömitz in Mecklenburg. Man trifft dort z. B. die „Sündflutarche“ (Arca diluvii, Taf. I, 8), zu deren Familie auch zwei andere, fast kreisrunde Muscheln gehören: *Pectunculus pilosus* (Taf. I, 9) und die kleine *Limopsis aurita* (I, 10) ferner *Isocardia cor*, eine Herzmuschel mit auffallend dickem Wirbel, mehrere Arten der bekannten Purpurschnecken (z. B. *Murex aquitanicus*, Taf. I, 11), sowie die uns immer wieder begegnenden Kegels- und Spindelschnecken (*Conus antediluvianus*, *Fusus tricinetus* u. a.), endlich auch das uns schon aus dem

*) Es gibt auch bei Lübeck braunkohlensführende Schichten, aber sie liegen nach C. Gage zwischen Diluvium und marinem Miozän, besitzen demnach wohl pliozänes Alter.

Oligozän bekannte Elefantenzähnechen (*Dentalium elephantinum*).

Einen der berühmtesten Aufschlüsse, das hier abgebildete Morsumkliff am Düiser der Insel Sylt, wollen wir etwas ausführlicher besprechen, weil dort auch jüngere Schichten zu sehen sind, die schon zum Pliozän hinüberleiten.*) Der Glimmerton kommt am Fuß des Abhangs zum Vorschein (hier gute Gelegenheit zum Sammeln) und geht nach oben allmählich in einen gebänderten Ton und weiter in einen stark eisenhaltigen, meist rostbraun verwitterten Sandstein über. Dieser „Limonit sandstein“ stammt offenbar aus einer Zeit, als das Glimmertonneer seichter wurde und zurückwich; er ist nach Semper und W. Wolff das jüngste Schichtenglied unseres marinen Tertiärs, vielleicht noch obermiozän, vielleicht schon unterpliozän. Nach seiner Ablagerung tauchte Schleswig-Holstein zum zweiten Male aus dem Meer empor und ist seitdem ununterbrochen ein Glied des europäischen Festlandes geblieben.

In der Tat finden wir am Morsumkliff direkt über dem rostbraunen Meeres sandstein eine festländische, im Süßwasser abgelagerte Schichtengruppe, den auch an der Westküste von Sylt (z. B. am Roten Kliff) verbreiteten Kaolin sand. Es ist das ein weißer, bald feiner, bald grober Sand mit wechselndem Kaolingehalt und tonigen Zwischenlagen. Diese beherbergen am Roten Kliff und auch sonst zahlreiche Pflanzenreste, namentlich Pollen von Kiefern, Fichten und Birken, im ganzen eine Flora, die der heutigen schon recht nahe steht und wohl pliozänes Alter besitzt. Interessant ist, daß früher im Kaolin sand des Morsumer Kliffs zwei kleine Flöze einer mulligen, mit Pfeisenton verunreinigten Braunkohle zu sehen waren. Diese würde also ebenfalls aus der Pliozänzeit stammen. Leider ist der Aufschluß seit Jahrzehnten verstürzt und mit Sand überschüttet, was um so bedauerlicher ist, als es die einzige Stelle in Schleswig-

Holstein war, wo die Braunkohlenschichten unmittelbar zutage traten.

Wie sah es nun im übrigen Norddeutschland während der Pliozänzeit aus? Nirgends finden wir auch nur die geringste Spur von Meeresabfällen, selbst aus dem Küstengebiet der Nord- und Ostsee hatte sich die See gänzlich zurückgezogen.*) Recht interessant wäre es, den Verlauf der damaligen Küste zu kennen, aber in dieser Hinsicht fehlen alle Anhaltspunkte, und nur vermuten darf man, daß wohl ein beträchtlicher Teil der heutigen Nord- und Ostsee trocken lag. Dagegen behauptete sich die See noch im nördlichen Holland und in den englischen Grafschaften Norfolk und Suffolk, wo die unter dem Namen Crag zusammengefaßte Schichtenfolge zum Absatz kam.

Auf dem breiten deutschen Festland haben



Abb. 41. Das Morsumkliff auf Sylt. Am vorderen Abhang unten Glimmerton, oben eisenhaltiger Sandstein. Am Kliff im Hintergrunde weißer Kaolin sand.

Flüsse und Seen mancherlei Ablagerungen hinterlassen, die wegen ihres Reichtums an Säugetierresten die höchste Beachtung verdienen. Dahin gehören z. B. die Dinotheriensande des Mainzer Beckens und die Mastodontenschotter in Hessen und Thüringen, auf die ich bei späterer Gelegenheit zurückkomme. Im Bereich der norddeutschen Tiefebene spielen pliozäne Süßwasserabfälle (abgesehen von dem oben besprochenen Posener Flammenton) eine so untergeordnete Rolle, daß wir sie an dieser Stelle übergehen können. Statt dessen

*) Die Lagerungsverhältnisse am Morsumkliff sind zum Teil sehr verworren. Wer die Aufschlüsse ohne sachkundigen Führer besucht, wird wenig Nutzen haben.

*) Nur am Niederrhein, dicht an der holländischen Grenze, scheint noch ein kleines Stück deutschen Bodens vom Meer bedeckt gewesen zu sein. Nach einer Mitteilung G. Fliedels wurden kürzlich in Nitterden bei Cleve pliozäne Meeresabfälle erbohrt.

seien noch einige Bemerkungen über den allgemeinen Charakter der Pliozänzeit gestattet.

Die allmähliche, schon im Miozän wahrnehmbare Temperaturabnahme setzt sich während der pliozänen Periode in beschleunigtem Maße fort. Ganz vorzüglich läßt sich das im englischen Craig beobachten, wo von Schicht zu Schicht die südlichen, wärmeliebenden Weichtiere immer mehr von nordischen und schließlich arktischen Formen verdrängt werden (vgl. Bd. I, S. 23). Auch im süditalienischen Pliozän, das zahlreiche, noch jetzt im Mittelmeer lebende Mollusken führt, stellen sich gegen Schluß der Periode einige hochnordische Formen ein: *Cyprina islandica*, *Panopaea norvegica* usw. In Deutschland, wo pliozäne Meeresablagerungen fehlen, müssen wir die gleichaltrigen Pflanzenreste zu Rate ziehen. Leider ist die norddeutsche Pliozänflora noch ganz ungenügend erforscht; das Wenige, was man darüber weiß, läßt ein von dem heutigen kaum verschiedenes Klima vermuten. Günstiger bleiben bis zum Schluß der Tertiärzeit die klimatischen Verhältnisse des Rheinlandes, der Untermainebene und einiger benachbarter Gegenden, die auch heutzutage zu den wärmsten Landstrichen unseres Vaterlandes gehören. Allerdings sind Palmen, Magnolien, Feigenbäume und dergleichen gänzlich verschwunden, aber in den altpliozänen Riesellothschottern des Rhein- und Moseltals kommen neben Eichen, Buchen, Pappeln, Ahornen noch immer der Lorbeer und die Edelkastanie vor, ein Zeichen, daß sich jene Gegenden noch eines Klimas erfreuten, wie es heute etwa in Oberitalien herrscht. Im Jungpliozän scheinen sich die Verhältnisse mehr und mehr verschlechtert zu haben. Wir kennen aus der Umgebung von Frankfurt am Main eine ober-

pliozäne Flora, in der die Edelkastanie und der Lorbeer fehlen, und Formen wie die gemeine Fichte, die Arde, Lärche, Bergtiefer und Birke auf ziemlich kühle Temperaturen deuten. Aber immer noch machte sich das amerikanische Element stark geltend; neben der virginischen Sumpfschypresse und der Weimutskiefer, die erst mit Beginn der Eiszeit ausstarben, gediehen in unseren Gegenden zahlreiche Walnuß- und Hickorynußbäume (*Caryen*) von amerikanischem Charakter.

Durch eine Klimaänderung erklärt sich wohl auch die auffällige Abnahme der Braunkohlenbildung gegen Schluß der Tertiärzeit. Abgesehen von den kohleführenden Ablagerungen des Untermaintals und der Wetterau, deren Flora soeben geschildert wurde, sind nirgends in Deutschland pliozäne Braunkohlenlager von einigermaßen bedeutender Mächtigkeit bekannt. Die Vegetation scheint bei weitem nicht mehr so üppig gewesen zu sein wie im Miozän, woran außer der Abkühlung wohl auch die allmähliche Austrocknung des vormals sumpfig- und wasserreichen Festlandes schuld war. Das miozäne Klima war warm und feucht, das pliozäne gemäßigt und ziemlich trocken. Vielleicht kommt auch noch etwas anderes in Betracht, nämlich der Rückgang der vulkanischen Tätigkeit. Die mächtigen Braunkohlenwälder des Miozäns konnten ihre staunenswerte Üppigkeit nur bei andauernd hohem Kohlen säuregehalt der Luft erreichen. Diese starke Kohlen säurezufuhr hatte ihre Quelle in den gewaltigen vulkanischen Ausbrüchen, deren Höhepunkt gerade mit der Hauptentwicklung der Braunkohlenwälder zusammenfällt. Im Pliozän nehmen die Eruptionen an Stärke und Verbreitung bedeutend ab, und bei der verminderten Kohlen säurezufuhr mußte ein ganz erheblicher Rückgang der Vegetation eintreten.

Fünftes Kapitel. Die Eiszeit im norddeutschen Flachland.*)

Das vortertiäre Grundgebirge Norddeutschlands — im wesentlichen Zechstein, Trias und Kreide — besitzt außerordentlich unregelmäßige Oberflächenformen. Diese Unebenheiten wurden zwar zum großen Teil durch die tertiären Ablagerungen (Septarienton, Braunkohlenbildungen usw.), die sich haupt-

sächlich in Becken, Tälern und anderen Vertiefungen anhäufte, ausgeglichen, aber die neugebildete Landoberfläche zerfiel noch im Lauf der Tertiärzeit abermals in zahlreiche Schollen, wodurch neue beträchtliche Höhenunterschiede entstanden. Über dem ganzen stark gestörten Schichtensystem breiteten sich dann die mächtigen Schuttmassen der Eiszeit aus wie eine alles verhüllende Decke.

Einen Überblick über die wichtigsten Ab-

*) Im wesentlichen nach Wahnschaffe, *Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlands*. 3. Aufl. J. Engelhorn Nachf., Stuttgart, 1909.

lagerungen der Eiszeit haben wir schon im ersten Bande gegeben*) und können daher Begriffe wie Geschiebemergel oder Blocklehm, Sandheiden, Endmoränen, erratische Blöcke, Gletscherschliffe usw. als bekannt voraussetzen. An der gleichen Stelle wurden auch die Gründe erörtert, die zur Aufgabe der alten Hellschen Drifttheorie und zu ihrem Ersatz durch die Glazial- oder Inlandeistheorie geführt haben.

Außerordentlichen Schwierigkeiten begegnet noch immer eine auf ganz Norddeutschland anwendbare Gliederung der glazialen Ablagerungen. Selbst über das Grundprinzip einer solchen Einteilung, über die Frage, ob es eine oder mehrere Eiszeiten gegeben habe, wird noch heftig gestritten. D. Torell, der Begründer der Glazialtheorie, faßte die allgemeine Vereisung Nordeuropas als einheitliche, von keinen wärmeren Zwischenzeiten unterbrochene Kälteperiode auf. Dieser Ansicht huldigen noch heute einige angeesehene Geologen: in Deutschland F. Frech, F. Geinitz und R. Lepsius, in Schweden (wo die Einheit vielleicht Tatsache ist) N. D. Holst, J. C. Moberg und andere. Schon zu Torells Zeiten war jedoch die Erscheinung bekannt, daß an vielen Stellen verschiedenartige Grundmoränen oder Geschiebemergel übereinander liegen, ja daß hie und da zwischen dem älteren und jüngeren Geschiebemergel Schichten von ganz anderem Charakter eingeschaltet sind, Sande, Tone, Kalktuffe und Torflager, deren tierische und pflanzliche Versteinerungen auf ein recht mildes Klima hinweisen! Torell und die von der Einheit der Eiszeit überzeugten Forscher glauben diese merkwürdige Erscheinung durch bloße Schwankungen des Eisrandes erklären zu können. Die Gletscher hätten stellenweise offenes Land und Wasser freigelassen oder vorübergehend sich etwas zurückgezogen. Es ist aber nicht recht zu verstehen, wie unmittelbar neben der ungeheuren Inlandeismasse, die doch das ganze Klima Mitteleuropas in hohem Grade ungünstig beeinflussen mußte, eine der heutigen ähnliche Tier- und Pflanzenwelt die nötigen Existenzbedingungen hätte finden können. Nur die Annahme, daß das Eis mehrmals vollständig abschmolz, bis in den hohen Norden zurückwich und erst nach vielen Jahrtausenden zurückkehrte, vermag diese merkwürdigen Verhältnisse in befriedigender Weise zu erklären.

*) Bd. I, S. 287 ff. über Drift- und Glazialtheorie vgl. ebenda S. 292—294.

Demgemäß ist der nachfolgenden Darstellung die Lehre von den Zwischeneiszeiten zugrunde gelegt.

Um dem Leser zunächst einen Überblick über die Hauptabschnitte des Diluviums zu verschaffen, gebe ich nachfolgendes Schema, das wie alle geologischen Tabellen, von unten nach oben zu lesen ist:

Stufe.	Charakteristische Ablagerungen
Nacheiszeit	Dryastone bei Lübeck
III. Vereisung	Oberer Geschiebemergel
II. Zwischeneiszeit	Rixdorfer Sande mit Säugetierfauna
I. Vereisung	Unterer Geschiebemergel
I. Zwischeneiszeit	Berliner Paludinenbank
I. Vereisung	Untester Geschiebemergel (bei Rixdorf und Hamburg erbohrt)
Voreiszeit	Präglaziale Saalekhotter

Im allgemeinen gilt für die diluvialen Ablagerungen*) der Satz, daß sie um so schlechter und spärlicher erhalten sind, je höheres Alter sie besitzen. Der Grund ist klar. Bestehen doch diese Ablagerungen fast durchweg aus ganz lockerem Material, das den Angriffen der Erosion und Denudation nur schwachen Widerstand leisten kann. Wurde z. B. nach einer längeren Vergletscherung das Land eisfrei, so spülten Schmelzwasser, Regengüsse und Hochfluten einen großen Teil der abgelagerten Moränen hinweg. Diese fortgeschwemmten Sand-, Schlamm- und Geröllmassen kamen wohl in einiger Entfernung wieder zur Ruhe, aber über kurz oder lang rückten die Gletscher wieder vor, wühlten die lockeren Absätze der Zwischeneiszeit auf und verlebten das Material ihren Grundmoränen ein. So wurden in jeder Periode die Ablagerungen der vorhergehenden zum großen Teil vernichtet, und wenn sich nun, wie in Norddeutschland, das Spiel dreimal wiederholte, so konnten von den Moränen der ältesten Vereisung und den Schichtabsätzen der älteren Zwischeneiszeit nur ganz unbedeutende Reste übrig bleiben.

*) Man halte die Begriffe diluvial, glazial und interglazial sorgfältig auseinander! Diluvial heißen alle in der Diluvialzeit entstandenen Ablagerungen, mögen sie von Gletschern herrühren, im Wasser abgesetzt, vom Wind zusammengeblasen oder endlich vulkanischen Ursprungs sein. Glazial sind die Moränen und andere, auf die unmittelbare Tätigkeit der Gletscher zurückgehende Bildungen. Interglazial heißen alle in den Zwischeneiszeiten abgelagerten Schichten: Salz- und Süßwasserabsätze, Torflager, äolische Bildungen (Vöb) usw.

In noch höherem Grade gilt dies vom sogenannten Präglazial, d. h. von der Zeit vor der ältesten Vergletscherung. Als am Ende der Pliozänzeit die skandinavischen Eisströme anfangen zu wachsen und sich nach allen Seiten ausbreiteten, mußte naturgemäß ein ziemlich langer Zeitraum vergehen, bis sie das Ostseebecken überschritten hatten und auf deutschem Boden anlangten. Aus dieser Übergangsperiode, deren Klima noch verhältnismäßig mild war, stammen gewisse, von den damaligen norddeutschen Flüssen abgelagerte Schotter und Sande. Als Beispiel seien die präglazialen Saaleschotter der Gegend von Halle, Weißenfels und Jena angeführt. Zu jener Zeit hatte die Saale einen ganz anderen Lauf als heutzutage, floß überhaupt noch in höherem Niveau, da die Auswaschung der Täler noch nicht so weit vorgeschritten war wie in der Gegenwart. Deshalb finden wir die alten Schotter zum großen Teil außerhalb des jetzigen Saaletales auf Hochflächen und Terrassen in ansehnlicher Höhe über dem gegenwärtigen Strompiegel. Sorgfältige Untersuchungen haben gezeigt, daß man vier Terrassen verschiedener Höhenlage (also verschiedenen Alters) unterscheiden kann, die sämtlich noch in der Boreiszeit aufgeschüttet worden sind. Sie verdeutlichen uns die allmählich fortschreitende Erosionsarbeit des Flusses, der erst das heranrückende Inlandeis ein vorläufiges Halt gebot.

Die Saaleschotter enthalten ausschließlich Gerölle der im Thüringer Wald und seinem Vorland anstehenden Gesteine (paläozoische Schiefer und Grauwacken, Diabase und Porphyr, Muschelfalk und Buntsandstein) und sind völlig frei von nordischem Felsmaterial. Auch Reste der damaligen Tierwelt sind auf uns gekommen. In den beiden jüngsten Terrassen wurde eine ziemlich reiche Fauna von Land- und Süßwasser Schnecken entdeckt: Vertreter der Gattungen *Helix* (Schnirkelschnecke), *Vitrina* (Glaschnecke), *Succinea* (Bernsteinschnecke), *Limnaea* (Schlammichnecke), *Planorbis* (Tellerschnecke) u. a. m. Von arktischer Kälte war also damals noch nichts zu spüren. Als das erste Inlandeis abgeschmolzen war, nahm der Fluß seine Erosionsarbeit wieder auf, und schnitt sich ein neues, über 20 m tiefes Tal ein, das fast ganz außerhalb des präglazialen Saaletales liegt und auch mit dem heutigen nur teilweise zusammenfällt. Aus dieser Zwischeneiszeit stammen wieder mehrere Schotterterrassen, auf die ich hier nicht näher eingehen kann. Nach Schluß der Gesamteis-

zeit suchte sich der Fluß abermals ein anderes Bett.

Das gleiche Alter wie die Saaleschotter besitzen nach Wahnschaffe die Pleiße- und Elsterschotter der Gegend von Leipzig (nach H. Credner wären sie pliozän). Diese beiden Flüsse waren in der Boreiszeit vereinigt und bildeten einen großen Strom, der im Niveau des bekannten Napoleonsteins floß, d. h. 33 m über dem heutigen Pleißebett. Die fast ebene Schotterfläche dehnt sich von West-Stötteritz über Proßscheida nach Liebertwolkwitz aus. Alle Gerölle stammen von Felsarten, die weiter oben in den Tälern der Pleiße, Elster und ihrer Nebenflüsse auftreten, nordische Geschiebe fehlen durchaus. Aber über diese präglaziale Flußablagerung breitet sich eine dünne Deckschicht von ganz anderem Charakter, ein Lehm, gespickt mit Felsblöcken nördlicher Herkunft: die Grundmoräne der Haupteiszeit.

Schichten angeblich präglazialen Alters werden in der geologischen Literatur noch aus manchen anderen Gegenden erwähnt. Meistens ist jedoch die Altersbestimmung recht unsicher, und in der Regel kann es sich ebensogut um interglaziale Ablagerungen handeln.

Es ist schade, daß wir gerade über einen so interessanten Abschnitt der Erdgeschichte so schlecht unterrichtet sind. Von vornherein sollte man erwarten, daß die Schichten der Boreiszeit Unmengen tierischer und pflanzlicher Reste enthielten. Aller Wahrscheinlichkeit nach ging der Vereisung eine Periode ungeheurer Niederschläge vorher, eine wahrhafte Sündflut, die das vormals blühende Land weit und breit in jumpfige Eindrücke verwandelte. Zu Tausenden müssen die großen Säugetiere in den überschwemmten Wäldern ertrunken sein; die Bäume selbst, vom Sturm niedergebroschen, vom Wasser unterspült und fortgerissen, mußten sich im Schlamm und Schutt zu mächtigen Holzlagern aufstürmen. Viele Tiere, die dem Wassertod entgingen, sind dann später in den ungeheuren Schneehäufen erstickt oder durch Wintertälte und Mangel an Nahrung zugrunde gegangen. Vergessen wir nicht, daß das Verderben von zwei Seiten nahte! Die nordische Eismasse trieb alles, was lebte, vor sich her, aber auch im Süden war den Fliehenden der Weg versperrt durch ein himmelhohes, bis an den Fuß vergletschertes Gebirge, das den Zugang zu wärmeren Ländern verwehrte. Wenn auch Mittel- und Süddeutschland im ganzen eisfrei blieben, hatten sie doch jedenfalls unter einem recht rauen Klima zu leiden; die Win-

ter werden lang und schneereich, die Sommer kurz, kühl und naß gewesen sein, so daß alle an Wärme gewöhnten Tiere und Pflanzen auch hier binnen kurzer Zeit zugrunde gehen mußten. Aber von all diesen furchtbaren Kämpfen und Leiden, von dieser ganzen Periode des Nisichens und Sterbens steht nichts verzeichnet im Buch der Erdgeschichte. Vergeblich wenden wir Blatt um Blatt: hier noch eine reiche, blühende Lebewelt, auf der nächsten Seite plötzlich nichts, die gesamte Schöpfung wie ausgetilgt. Selbst die Gräber der Dpfer sucht man umsonst; zerstört, vom Eis und Wasser abgetragen ist die alte Erdoberfläche, über die das erste Inlandeis seinen Weg nahm; spurlos verschwunden sind die Schichten, in denen die Körper der ertrunkenen, erfrorenen und verhungerten Tiere eingebettet waren, und allein der Phantasie bleibt es vorbehalten, sich die Einzelheiten dieser schrecklichen Westenwende auszumalen.

Auch über der ältesten Vereisung selbst schwebt tiefstes Dunkel. Bislang hat man nur an wenigen Punkten unter dem sogenannten unteren Geschiebemergel (der der 2. Eiszeit entstammt) eine noch tiefere Grundmoräne aufgefunden, deren Bildung man dem ältesten Inlandeis zuschreibt. Einer dieser Punkte ist Rüdersdorf bei Berlin. Hier wird die weiter unten besprochene Paludinenbank, eine Süßwasserschicht der 1. Zwischenzeit, von echtem Geschiebemergel unterlagert. Dieser muß also älter sein als die Paludinenbank, d. h. von der frühesten Vergletscherung herrühren. Wie weit die damalige Eisdecke nach Süden reichte, ist unbekannt, doch scheint aus den neuesten Aufnahmen im Gebiet der unteren Saale hervorzugehen, daß sie sich mindestens bis in die Gegend von Weissenfels erstreckte. Nachgewiesen ist der älteste Geschiebemergel auch im Untergrund von Hamburg. Hier kannte man schon seit längerer Zeit gewisse Meeresabfälle mit Schalen von *Cardium*, *Mactra*, *Hydrobia*, *Mytilus*, *Tellina* usw., hielt sie aber für präglazial, bis einige neuere Tiefbohrungen den Beweis lieferten, daß noch unter diesen marinen Schichten eine echte Grundmoräne lagert. Der Fall liegt also genau so wie in Rüdersdorf: die angeblich präglazialen Meeresabfälle rücken ins 1. Interglazial, und die Moräne in ihrem Liegenden ist der Blocklehm der ältesten Eiszeit. Immerhin besteht ein Unterschied: die Hamburger Gegend sank, als die Gletscher abgeschmolzen waren, vorübergehend unter Meer, während die Mark Brandenburg ein Festland blieb,

das wie in der Gegenwart große Süßwasserseen trug.

Zweifelhaft ist das Vorkommen des „untersten“ Geschiebemergels am Roten Kliff auf Sylt, am Dornbusch auf Rügen und einigen anderen Punkten, wo man ihn angeblich beobachtet hat.

Hiermit ist alles Tatsächliche erschöpft, was man zurzeit über die älteste Vergletscherung Norddeutschlands weiß. Nicht viel besser steht es mit der 1. Zwischenzeit. Von festländischen Ablagerungen kennen wir nur eine einzige, die mit ausreichender Sicherheit dieser wärmeren Periode zugeschrieben werden darf, nämlich die schon erwähnte Paludinenbank von Berlin und Umgebung. Es ist dies eine fast ausschließlich aus den Gehäusen der diluvialen Sumpfschnecke (*Paludina diluviana*, Abb. 42) zusammengesetzte Schicht inmitten einer ziemlich mächtigen, halhtonigen, halbsandigen Schichtenfolge.

Jene Sumpfschnecke ist jetzt in Deutschland ausgestorben, soll jedoch in den Gewässern der rumänischen Dobrudscha noch zu finden sein. Unsere häufigste einheimische Art, die lebendig gebärende Sumpfschnecke, wird etwas größer und breiter als ihre diluviale Genossin. Die Gehäuse der Tiere zeichnen sich im allgemeinen durch eine dicke Oberhaut aus, die an den Berliner Paludinenchalen oft noch sehr schön erhalten ist.



Abb. 42. *Paludina diluviana*, Hauptleitfossil der 1. norddeutschen Zwischenzeit, etwas vergrößert.

Die ursprüngliche Lagerstätte dieser Paludinen, eben die vorerwähnte „Bank“, kennt man bislang nur aus Bohrungen im Untergrund der Reichshauptstadt und ihrer Vororte; im allgemeinen liegt sie rund 40 m unter Berliner Null, nur bei Rüdersdorf 75–80 m unter Tage. Durch spätere Umlagerung sind jedoch Unmengen von Schalen in ganz andere Schichten geraten, namentlich in die jüngeren Moränen und Flußlande, von denen es in der nächsten Umgebung Berlins (z. B. im Grunewald) zahlreiche Aufschlüsse gibt. Stellenweise kommt hier die diluviale Sumpfschnecke in solcher Menge vor, daß sie „nesterweise Schale an Schale liegt“. Schwer gewöhnt man sich an den Gedanken, daß diese ungeheuren Massen nur zusammengeschwemmt sein sollen, aber jede andere Erklärung ist ausgeschlossen; denn unmöglich können die Paludinen in den

klaren, eijß kalten und schnellfließenden Gewässern, die jene Sandschichten absetzten, gelebt und die ihnen zuzugende Nahrung gefunden haben.

In der eigentlichen Paludinenbank treten, wenn auch viel seltener, noch andere Süßwassermollusken auf, z. B. die Teichmuschel (*Unio*), die Erbsenmuschel *Pisidium amnicum*, zwei Arten von *Sphaerium*, zwei Arten der den Sumpfschnecken nahe verwandten Kammschnecke (*Valvata*), eine kleine Abart der gemeinen Schwimmschnecke *Nerita fluviatilis* usw. Der besonderen Erwähnung wert ist eine andere kleine Süßwasserschnecke, *Lithoglyphus naticoides*, die schon in der ersten Zwischeneiszeit in der Mark verbreitet war, dann durch die Kälte verdrängt wurde und erst neuerdings aus den südrussischen Flüssen wieder in die brandenburgischen Gewässer einwanderte.

Der Leser wird fragen, ob man denn von der interglazialen Tierwelt weiter nichts kennt als diese paar Weichtiere. Es muß doch auch Säugetiere gegeben haben, Urelefanten, Nashörner, Pferde, Rinder usw. Und wie sah überhaupt das interglaziale Norddeutschland aus? War es mit sumpfigen Urwäldern bedeckt wie in der Tertiärzeit, oder trug es den Charakter einer hie und da von Baumgruppen unterbrochenen Steppe? Und endlich der Mensch — er existierte doch damals schon! Ist er nicht, als das Inlandeis geschmolzen war, nach Norden gewandert? finden sich keine Gebeine, keine Stein- und Knochengерäte in den interglazialen Schichten?

Was das eigentliche Norddeutschland betrifft, so müssen wir unsere Unwissenheit eingestehen. Es ist, wie gesagt, außer der Berliner Paludinenbank keine festländische Ablagerung bekannt, die mit einiger Sicherheit der ersten Zwischeneiszeit zugerechnet werden darf. Man wird aber keinen allzu schlimmen Fehler begehen, wenn man aus der viel besser bekannten 2. Zwischeneiszeit auf die erste zurückschließt. Wahrscheinlich besaßen beide Perioden annähernd die gleiche Tier- und Pflanzenwelt, nur der Mensch der ersten Zwischeneiszeit dürfte einer noch primitiveren Rasse angehört haben, wenn es richtig ist, daß der vor einigen Jahren bei Heidelberg gefundene menschliche Unterkiefer aus dieser weitzurückliegenden Periode stammt. *) Unter den Tieren, die

gleichzeitig mit dem Heidelberger Menschen lebten, befand sich auch der Biber, den man sich kaum anders als in einer Waldlandschaft vorstellen kann. Dürfen wir daraus schließen, daß das interglaziale Deutschland mit undurchdringlichen Wäldern bedeckt war, etwa wie Germanien zur Römerzeit? Nach C. S. L. Krause spricht der Charakter der Säugetierwelt dagegen. Die großen Elefanten, Nashörner, Riesenhirsche, Auerochsen usw. konnten sich schließlich in geschlossenen Wäldern aufhalten und ernähren. Weite Lichtungen, Steppen und Prärien dehnten sich zwischen den interglazialen Wäldern oder herrschten überhaupt vor, namentlich zu Beginn und Schluß der Zwischeneiszeiten, wenn die Bedingungen für den Waldwuchs ungünstig waren.

Die Küsten des interglazialen Festlands fielen nicht überall mit den heutigen zusammen, daher finden wir mancherorts, z. B. in der Hamburger Gegend (vgl. oben), marine Schichten direkt über dem Moränen des Inlandeises. Als die Gletscher zurückgewichen waren, trat das Meer an ihre Stelle und bedeckte die Moräne mit Sediment. Wenn man nun, wie bei Hamburg, genau weiß, daß diese Moräne von der ältesten Vereisung herrührt, so müssen die Meeresabsätze in der ersten Zwischeneiszeit entstanden sein. Aber in den meisten Fällen ist das Alter des übersluteten Geschiebemergels strittig, und damit schwindet auch die Möglichkeit, den marinen Schichten einen bestimmten Platz anzuweisen.

Wir sehen, daß die Stratigraphie (Schichtenkunde) des Diluviums auf Schwierigkeiten stößt, die man bei einer so jungen Formation nicht erwarten sollte. Selbst in den paläozoischen Formationen findet man sich leichter zurecht als in dieser erst während der letzten Jahrhunderttausende auf deutschem Boden abgesetzten Schichtenfolge. Mit einiger Wahrscheinlichkeit darf man (nach A. Zenzl) den Elbinger Volzien- und Zhyprineton ins erste Interglazial stellen. Auch dieses merkwürdige, 1876 entdeckte Tonlager ließ sich Anfangs im Schema der diluvialen Ablagerungen gar nicht unterbringen, weil es zwei Zeitepochen enthält, die bei Lebzeiten unmöglich nebeneinander existiert haben können: die heute im nördlichen Eismeer heimische *Voldiartica* (Abb. 43) und die ein etwas milderes Klima liebende *Cyprina islandica* (Abb. 44).

Um diesem Widerspruch zu entgehen, nahm man schon damals an, daß hier zwei Tonschichten verschiedenen Alters vom Eisdruck

*) Ausdrücklich sei bemerkt, daß ein noch höheres, etwa tertiäres Alter dieses Unterkiefers vollständig ausgeschlossen ist.

durcheinander geknetet worden seien. Neue, durch den Ziegeleibetrieb geschaffene Aufschlüsse haben diese Auffassung glänzend bestätigt. Auf dem untersten Blocklehm liegt zunächst fossil-leerer Ton, dann folgt eine 8–10 m mächtige,



Abb. 43.
Yoldia arctica.



Abb. 44.
Cyprina islandica.

mit Yoldiaschalen erfüllte Lage und darüber erst die Schichten mit *Cyprina islandica*. Der Yoldiaton ist also der ältere und entstammt wahrscheinlich der Zeit kurz nach dem Abschmelzen des Inlandeises, als das Klima noch rein arktisch war und außer jener Eismeer-muschel auch der Narwal und der grönländische Seehund an unseren Küsten lebten. Dann kam eine wärmere Periode, in der

die *Zyprina* einwanderte. Diesem Zeitabschnitt gehören vermutlich auch die in den Elbinger Tonen gefundenen Delfinreste an. Schließlich rückten die Gletscher wieder heran und vernichteten alles Leben.

Die zweite, die „große“ Eiszeit beginnt! Über sie wissen wir schon etwas besser Bescheid. Daß es eine Periode von langer Dauer war, geht aus der Mächtigkeit der damals abgelagerten Grundmoräne, des unteren Geschiebemergels, hervor, die an vielen Stellen 30, an einzelnen sogar 40 m überschreitet. Ob aber ihre Länge nach Hunderttausenden von Jahren zu bemessen ist, wie Penck und einige andere Glazialforscher annehmen, oder ob ein paar Zehntausende genügen, darüber ist kein sicheres Urteil möglich, weil man keine Ahnung hat, wie rasch unter einem Inlandeis von so kolossaler Dicke die Aufschüttung der Grundmoräne vonstatten geht.

Nach gewöhnlicher Auffassung war die zweite Vereisung die längste, stärkste und ausgedehnteste; sie hat Gebiete in Mitteleuropa gezogen, die von den beiden anderen Vergletscherungen gar nicht berührt wurden (vgl. die beiden Karten Abb. 45 und 54). Endgültig

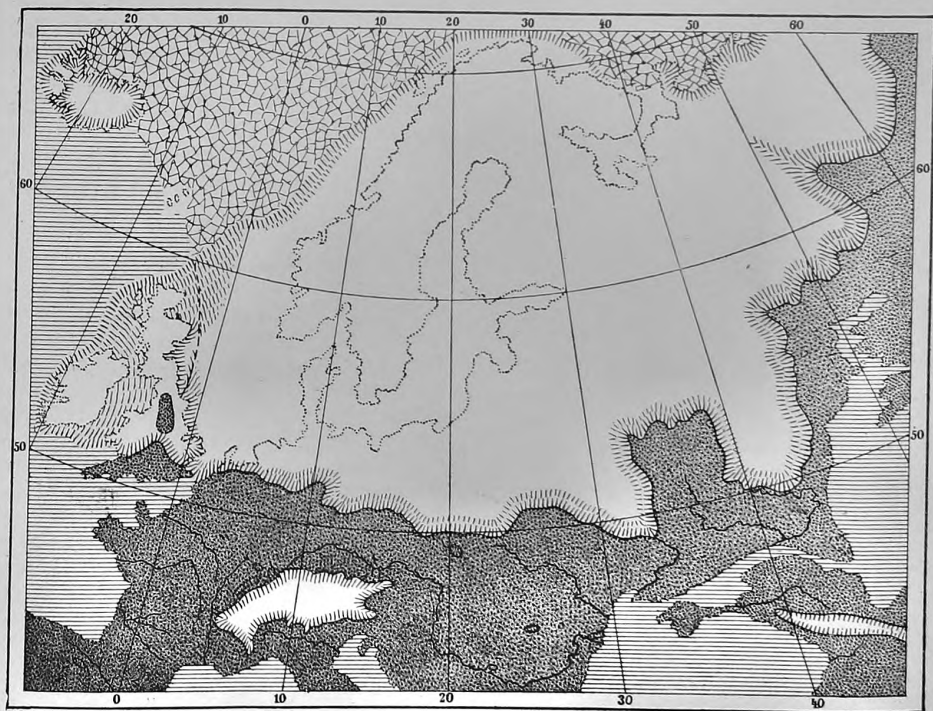


Abb. 45. Übersicht der Vereisung Nordeuropas zur Zeit der größten Eisverbreitung.
Nach de Geer (aus Kayser, Geolog. Formationskunde).

entschieden ist auch diese Frage noch nicht; denn überall, wo nur ein einziger Gletschermergel auftritt, — und das ist in vielen Gegenden Deutschlands der Fall — bleibt die Altersbestimmung stets mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Leitfossilien, die in anderen Formationen so bequeme Merkmale abgeben, führen die glazialen Ablagerungen nicht, und nur nach der Farbe oder petrographischen Beschaffenheit läßt sich die Altersbestimmung unmöglich durchführen. So kommt es, daß immer wieder neue Zweifel laut werden und die Ansichten

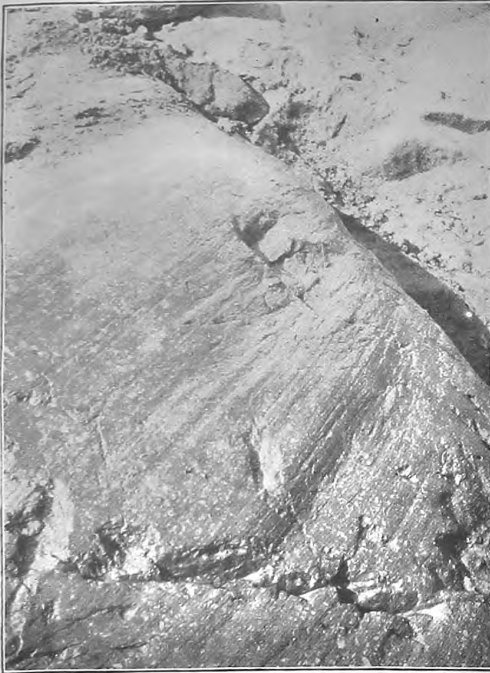


Abb. 46. Gletscherschliff in einem Porphyrsteinbruch bei Greibitz am Petersberg nahe Halle a. S.
(Aus „Natur und Erziehung“ 1909/10, S. 61. Schülerbeilage:
In meinen Mußestunden.)

über die Ausdehnung der verschiedenen Vereisungen noch weit auseinandergehen.

Das Zentrum, von dem die gewaltigen Eismassen nach allen Seiten ausströmten, lag nicht etwa in den höchsten, noch heute vergletscherten Teilen des norwegischen Hochgebirges (Jötunfjeld, Jostedalstraen), sondern viel weiter nordöstlich, ungefähr im heutigen Lappland, dessen Berge damals bedeutend höher gewesen sein müssen. So erklärt es sich, daß hauptsächlich der Osten unseres Vaterlandes unter wiederholten Vergletscherungen zu leiden

hatte. In Schlessien staute sich das nordische Eis erst an den steilen Wällen der Sudeten, des Eulens, Riesens und Laufitzer Gebirges; das ganze Flachland, vom Gebirgsrand bis zur Ostsee und weiter, war ein einziges, ungeheures Eisfeld. In Sachsen bemerkten wir schon eine kleine Abschwächung; die Eisgrenze folgt etwa der Linie Zittau—Chemnitz—Gera, erreicht also nicht mehr das Erzgebirge; nur im tiefen Elbtal schob sich eine Eiszunge über Pirna aufwärts bis nach Schandau. Ob die Gletscher noch bis Erfurt und Gotha vordrangen, ist zweifelhaft, jedenfalls blieben sie weit vor dem Thüringer Walde stehen. Ungefähr in der Gegend von Mühlhausen biegt der Eisrand nach Norden um und läuft über Nordhausen und den Ostharz nach dem braunschweigischen Städtchen Blankenburg; hier dreht er sich wieder nach Westen, folgt dem Nordabhang des Harzes, später dem der Weserkette und des Wiehengebirges, und stößt erst, wo diese Bergzüge endigen, wieder nach Süden vor. Dieser „rheinische“ Ausläufer des Inlandeises scheint bis Duisburg und Aresfeld vorgedrückt zu sein.

Im Westen unseres Vaterlandes waren also nur Hannover (mit Ausnahme der Göttinger Gegend), Oldenburg, ein kleiner Teil Westfalens und der Niederrhein vergletschert. Die niedrigen Jura- und Kreideletten an der Weser usw. genügten, die Eisflut aufzuhalten und abzulenken. Mit Recht schließt daraus R. Lepsius, daß die Gletscher in diesen Teilen Deutschlands nur geringe Dike besaßen (schwerlich mehr als 200 m).

Im einzelnen verlief die Eisgrenze natürlich sehr unregelmäßig, sprang hier ein paar Kilometer vor, dort ein paar zurück, wie es das Terrain mit sich brachte. Namentlich boten die nach Norden offenen Täler den Gletschern bequeme Zugänge und Weiterwege. So durchbrach ein Strom an der Porta westfalica die Weserkette, füllte die Herforder Mulde aus und staute sich an der Mauer des Teutoburger Waldes. Die weiten Sandheiden der Senne, wo der bekannte Truppenübungsplatz liegt, wurden von den Schmelzwässern dieses Gletschers aufgeschüttet. Ein anderer Zweig drang im Leinetal bis Alfeld vor. Mächtige Zungen entsandte das nordische Eis in die Täler der Sudeten, z. B. in den Glaser Gebirgskessel, wo große nordische Findlinge noch in Höhen von 560 m vorkommen (E. Dathe). Manche dieser Zweiggletscher erreichten 20, ja 30 km Länge.

Selbstverständlich darf man nur dort auf ehemalige Eisbedeckung schließen, wo entweder Gletscherschliffe vorkommen — diese sind aber



Abb. 47. Geschichteter Diluvialsand (fluvioglazial) auf Hiddensee bei Rügen.

ziemlich selten, ein Beispiel zeigt Abb. 46 — oder wo typische Grundmoräne ansteht. Es gibt aber noch andere glaziale Ablagerungen,

die sich oft weit über die äußerste Eisgrenze hinaus nach Süden ausdehnen. Ich meine die fluvioglazialen, d. h. von Gletscherschlüssen abgesetzten Schotter, Sande und Tone, die im norddeutschen Landschaftsbild eine so hervorragende Rolle spielen (vgl. S. 1 f.). Diese Absätze bildeten sich überall und jederzeit vor der Front des Inlandeises, in ganz besonderer Menge aber während der großen Schmelzperioden. Da ihr Material der Grundmoräne entstammt, führen sie zahlreiche nordische Gerölle, unter denen die Feuersteine der baltischen Schreibkreide besonders leicht kenntlich sind; diese findet man z. B. in Sachsen und Thüringen, weit jenseits des ehemaligen Eisrandes. Es fragt sich nun: wie unterscheidet man die fluvioglazialen Ablagerungen von den echten, ursprünglichen Moränen, wenn beide aus ganz denselben Materialien aufgebaut sind?

Als Hauptmerkmal kommt zunächst die stets deutliche Schichtung und viel gleichmäßigere Korngröße der Flußabsätze in Betracht. Moränen enthalten bekanntlich Steine jeglichen Kalibers; vom feinsten



Abb. 48. Kanzelstein, Findling auf Ruhnen bei Frankfurt a. O. (Phot. M. Kortenbeutel.)

Sandforn bis zum kubikmetergroßen Riesenblock ist alles funterbunt durcheinander geworfen. Sowie aber die Gesteine in fließendes Wasser gelangen, tritt eine Sondernung nach der Größe ein. Die schweren Steinungetüme werden vom Wasser überhaupt nicht weiter befördert, sie bleiben dort liegen, wo sie aus dem Eis herausgeschmelzen („Findlinge“, Abb. 48). Selbst die großen und mittleren Gerölle kann der Gletscherfluß nur bei steilem Gefälle fortschaffen, wie es wohl im Hochgebirge die Regel bildet, aber im Gebiet des norddeutschen Inlandeises nur ausnahmsweise existiert haben wird. So bleiben hauptsächlich der kleinere Schotter, der Kies, Sand und feinste Gletscherschlamm als Baustoffe für die fluvioglazialen Ablagerungen übrig. Und auch diese Bestandteile liegen im allgemeinen nicht durcheinander, sondern sind nach der Korngröße getrennt an verschiedenen Orten zum Abfluß gelangt.

Als das Eis von Norden heranrückte, eilten ihm die Gletscherbäche voraus und überschütteten das ganze, allmählich vereisende Land mit Kies- und Sandschichten. In manchen Gegenden, z. B. Ost- und Westpreußen, erreichen diese „Vorschüttungen“ kolossale Mächtigkeit und setzen mehr als die Hälfte des gesamten diluvialen Schichtenkomplexes zusammen. Über ihnen breitete sich dann die Grundmoräne, der Gletscherbemergel, aus. Wo aber der Eisrand in kürzeren Zwischenräumen bald vorschritt, bald zurückwich, kam es zu einer mehrfachen Wechsellagerung echter Moränen und geschichteter Schmelzwasserabflüsse.

Nach F. Wahnschaffe gab es im norddeutschen Flachland auch während der Eiszeit große Seebecken, in denen sich der feine, tonige Gletscherschlamm ansammelte. Diese Seen kann man sich im Eise selbst denken, gleichsam als Löcher und Rinnen der Inlandeisbede, oder im aperten Vorland. Sie dienten den bekanntlich oft recht trüben, schlammigen Gletscherbächen als Klärbecken. Bei Werder und Glindow, unweit Potsdam, wo heute ein Havelsee sich an den anderen reiht, lag auch in der Diluvialzeit ein großes Wasserbecken, auf dessen Grund der „Bänderton“, ein zart geschichteter, für die Ziegelfabrikation sehr geeigneter Tonmergel, zum Abfluß kam. In den zahlreichen Gruben südlich vom Glindowsee findet man ihn ganz vorzüglich aufgeschlossenen. Sehr bemerkenswert ist die starke Faltung des Tons, die zur Bildung von Satteln, Mulden und überkippten Falten geführt hat und nach Wahnschaffe eine Wirkung des

Eisdrucks ist. Der Ton gehört einem tiefen Horizont des Diluviums an und stammt wahrscheinlich aus dem Beginn der 2. Vereisung. Als nächsthöheres Schichtenglied beobachtet man in den Gruben einen mergeligen Sand, der sich durch Kalkreichtum von dem gewöhnlichen, in der Mark so verbreiteten Diluvialsand unterscheidet und von den Arbeitern „Schlepp“ genannt wird. Er interessiert uns aus dem Grunde, weil in ihm die diluviale Sumppschnecke nebst anderen Verfeinerungen der Paludinenfauna geradezu massenhaft vorkommt. Aber ebenso wenig wie die Sande des Grünwalds kann der Glindower Schlepp eine ursprüngliche Lagerstätte der Paludina sein; die Schmelzwasser haben die Schalen irgendwo aus dem Untergrund herausgespült und nach kurzem Transport hier wieder abgesetzt.

Gleichalterige oder etwas jüngere Bänder-tone wurden auch in vielen anderen Gegenden des norddeutschen Tieflands nachgewiesen.

Wenn wir uns dem Südrand des ehemals vereisten Landes, also den mitteldeutschen Bergländern nähern, ändert sich allmählich die Zusammensetzung der fluvioglazialen Schotter: zu den nordischen, der Grundmoräne entnommenen Geröllen gesellen sich immer mehr einheimische. Die anfangs nach Süden strömenden Gletscherflüsse stießen nach kurzem Lauf auf Höhenzüge, die sie zwangen, eine mehr westliche (oder östliche) Richtung einzuschlagen. Sie flossen also am Rand der Mittelgebirge entlang, wie es noch heute z. B. Lippe, Selme, Unstrut u. a. auf längere oder kürzere Strecken tun. Alle von diesen Höhen kommenden Flüsse und Bäche mündeten naturgemäß in die großen Schmelzwasserseen und trugen den herabgeschwenkten Gebirgsschutt in die fluvioglazialen Ablagerungen hinein. So entstand das gemischte Diluvium, in dem nordische und mitteldeutsche Gerölle bunt durcheinanderliegen. Geht man nun noch weiter nach Süden, so trifft man die alten Betten der Gebirgsflüsse selbst, deren Schotter und Kiese natürlich ganz frei von nordischem Felsmaterial sind.

Wo in den einzelnen Gegenden die Grenzen zwischen nordischem, gemischtem und einheimischem Diluvium liegen, ist noch wenig bekannt, erst nach Vollenbung der geologischen Landesaufnahmen wird man sich ein zutreffendes Bild davon machen können.

Auf die Zeit der Moränen und Gletscherflüsse folgte nun wieder eine wärmere Periode, in der allem Anschein nach ganz

Auch bei ihnen kann man mitunter im Zweifel sein, ob der Torf an Ort und Stelle gewachsen (autochthon) oder aus älteren Lagern zusammengeschwemmt (allochthon) ist. In manchen Fällen läßt sich jedoch die Autochthonie sicher beweisen; die Pflanzen siebelten sich offenbar auf altem Moränenboden oder fluvioglazialen Untergrund an und wurden später, als sich eine ziemlich mächtige Torfschicht gebildet hatte, von dem zurückkehrenden Eise verschüttet. Solche zwischen zwei Moränen ruhende Torflager liefern die besten Beweise für die Richtigkeit der Interglazialtheorie und zugleich höchst lehrreiche Aufschlüsse über das Klima dieser wärmeren Zwischenperioden.

Eins der Vorkommen, die am meisten von sich reden gemacht haben, liegt bei Klinge unweit Kottbus. Im dortigen autochthonen Torf fanden sich auch Wirbeltierreste, darunter einige aus den Rixdorfer Sanden bislang nicht bekannte Formen, z. B. eine Sumpfschildkröte und mehrere karpfenartige Fische. Der Charakter der Pflanzenwelt schließt die Nachbarschaft großer Inlandeismassen vollständig aus. Unter den mannigfachen Sumpf- und Wassergewächsen, die zumeist noch heute in der gleichen Gegend leben, beansprucht besonderes Interesse eine jetzt in Europa ausgestorbene, purpurrot blühende Seerose, *Brasenia purpurea*, deren eigentümliche Früchte (Abb. 51) zu den häufigsten Funden gehören. Die Art existiert heutzutage noch in Afrika, Ostasien, Australien und Nordamerika, war aber allem Anschein nach zur Diluvialzeit auch in den Gewässern unseres Landes weit verbreitet. Ebenso sind die Samen des *Stratiotes aloides*, einer Wasserpflanze, deren starre, dornig-gezähnte Blätter denen der Aloë gleichen, im Klinger Torf recht häufig.

Von Waldbäumen begegnen uns Kiefer, Fichte, zwei Birken, mehrere Weiden, Zitterpappel, Eiche, Linde, Feldahorn, Weißbuche, Hahel, soweit lauter bekannte Gestalten, nach denen wir uns vom Aussehen der interglazialen Wälder ein ganz gutes Bild machen können. Diese glichen den heutigen nur bis zu einem gewissen Grade; so war einer unserer gewöhnlichsten Waldbäume, die Buche, ziemlich selten. Bei Klinge fehlt sie gänzlich, und in den anderen Torflagern jener Zeit ist sie nur ausnahmsweise gefunden worden. Ein ganz fremder Zug kommt in das Bild durch das Auftreten der *Stechpalme* (*Nex aquifolium*) und der *Eibe* (*Taxus baccata*), die seit langem in der Mark Brandenburg und den benachbarten

Provinzen ausgestorben sind. Nimmt man noch die erwähnte Seerose hinzu, die gegenwärtig nur in etwas wärmeren Ländern gedeiht, so scheint es doch, als sei das Klima der 2. Zwischeneiszeit um eine Kleinigkeit milder gewesen als unser heutiges.

Wenn es sich bewahrheitet, daß der Kalktuff von La Celle bei Paris das gleiche Alter besitzt wie unsere interglazialen Torflager (Frankreich war bekanntlich nie vereist, daher läßt sich dies schwer feststellen), so würde man sogar auf Temperaturverhältnisse ähnlich denen der Mittelmeerländer schließen dürfen; denn jener Tuff führt Feigen und (nach Saporta) Reste des kanarischen Lorbeerbaumes.

Bei Klinge sollen die wärmeliebenden Pflanzen vorwiegend in den unteren Torfschichten liegen, während sich nach oben hin Zeichen einer allmählichen Klimaver schlechterung, der herannahenden dritten Eiszeit, einstellen. Im Ton über dem Torf kommt schon eine echte Glazialpflanze vor, die norðische Zwergbirke.

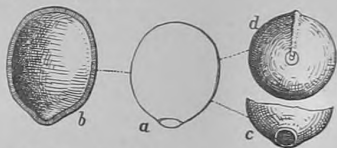


Abb. 51. Frucht der *Brasenia purpurea*.
Nach Heer.

Die Liste der interglazialen Flora ließe sich aus den zahlreichen anderen Torflagern noch bedeutend vermehren. So lernte man z. B. aus dem Torf von Glinde und Schultau bei Hamburg neben vielen anderen folgende Arten kennen: den schwarzen und roten Haulunder, den Fieberklee, das gemeine Heidekraut, die Glockenheide, Sumpfdotterblume, Himbeere, Brombeere, Moosbeere, Krähenbeere, mehrere Arten von Hahnenfuß, das Sumpfbloodauge, Fingerkraut, den Faulbaum, Gagel, Wacholder usw. In dieser reichen, sicher autochthonen Flora fehlen alle ausgesprochen arktischen und alpinen Arten, dagegen sind Bäume, wie die Sommerlinde, Weißbuche und gewisse Wasserpflanzen, z. B. das große Riesenkraut (*Najas major*) und das Sumpfgas (*Cladium mariscus*), nur in einem wirklich milden Klima denkbar. Dasselbe gilt von der Steineiche, der Edelkanne und dem Epizahorn, die wir aus anderen holsteinschen Torfen kennen.

Die Geologen, die nur an eine einmalige Vereisung glauben, haben angesichts dieser Tat-

sachen einen schweren Stand. Sie schreiben den pflanzenführenden Schichten zum Teil ein höheres, also präglaziales Alter zu, oder, wo die Lagerungsverhältnisse keine derartige Umdeutung zulassen, nehmen sie an, daß die fragliche Vegetation dicht neben den Gletschern auf vorübergehend eisfrei gewordenem Boden gelebt habe. Man denke sich Bäume wie den Spitzahorn, die Sommerlinde, Steineiche, Stechpalme am Rand eines über Tausende von Quadratmeilen ausgedehnten, mehrere hundert Meter dicken Inlandeises! Was für Pflanzen da in Wirklichkeit wuchsen, enthüllen uns andere Ablagerungen, in denen die Flora der eigentlichen Kälteperioden sich wenigstens zum Teil erhalten hat. Der berühmte schwedische Botaniker Nathorst entdeckte bei Deuben unweit Tharandt (Sachsen) ein Torflager, das sich offenbar in unmittelbarer Nachbarschaft der Gletscher, wahrscheinlich während der zweiten Eiszeit, gebildet hat. Die hier aufgefundenen Pflanzenwelt trägt einen ganz anderen Charakter als die interglaziale nordische Zwergweiden (*Salix herbacea* u. a.) und Steinbrecharten (z. B. *Saxifraga oppositifolia*, die jetzt noch in den Schneegruben des Riesengebirges und an vielen Stellen der nördlichen Kalkalpen wächst), *Polygonum viviparum*, ein nordischer Knöterich, *Eriophorum*, das Wollgras, und mehrere Alnmoose kennzeichnen diese Pflanzengemeinde als eine echte Glazialflora. Ebenso liegen bei Deynhausen an der Weser zwischen einheimischem Diluvium und Geschiebemergel Überreste einer Moostundra, die nach C. A. Weber dicht am Rand des heranrückenden Inlandeises entstanden sein muß.

Wir kennen also aus dem Diluvium zwei grundverschiedene Pflanzenwelten: die eine gleicht unserer heutigen, enthält aber ein paar Mittelmeertypen, die andere ist hochnordisch. Unmöglich können die beiden zu gleicher Zeit und im gleichen Lande existiert haben, daher bleibt, wenn man nicht den Tatsachen Gewalt antun will, einzig und allein die Annahme wiederholter, starker Klimaschwankungen übrig. Erst nachdem die eine Flora vertrieben war, vermochte die andere bei uns Fuß zu fassen.

Reste des interglazialen Menschen sind im norddeutschen Tiefland sehr spärlich. Der berühmte, im Neandertal bei Düsseldorf gefundene Schädel mit fliehender Stirn und gewaltig dicken Augenbrauenbogen dürfte wohl sicher ein so hohes Alter besitzen. Nicht mehr

im eigentlichen Tiefland liegen die Kalktuffe von Taubach bei Weimar, wahre Goldgruben für den Sammler, der hier neben einer überaus reichen Konchylienfauna auch die großen interglazialen Säugetiere (Elefanten, Nashörner) und Pflanzen (z. B. Stechpalme, Walnußbaum, Feldahorn usw.) vorfindet. Mit diesen Resten vermengt kommen auch menschliche Backenzähne und Steinwerkzeuge vor.

Von Menschenhand bearbeitete Knochen und Steine will man noch in vielen anderen interglazialen Ablagerungen Norddeutschlands entdeckt haben. Soweit es sich dabei um Knochenwerkzeuge handelt, mögen die Beobachter recht haben. Aber die sog. Colithe, ganz rohe Feuersteinsplitter, die der Urmensch angeblich mit einem Schlag abtrennte und so, wie sie waren, benutzte, diese scheinbar primitivsten Geräte sind vermutlich zum weitaus größten Teil auf natürlichem Wege entstanden. An der Steilküste Rügens kann man Jahr für Jahr die prächtigsten „Colithe“ sammeln: Feuersteine, die ihrer Form nach als Messer, Schaber, Bohrer usw. gedient haben könnten, in Wirklichkeit aber weiter nichts sind als Brandungsgerölle. Auch in den Kreidemühlen nehmen die Flintsteine durch Aneinanderreiben oft ähnliche Gestalten an. So mögen die angeblichen Urwerkzeuge aus dem Diluvium lediglich durch Wirkung heftig strömenden Wassers zu ihrer auf den ersten Blick so überraschenden Form gelangt sein.

Die außerordentliche Seltenheit sicherer Spuren des Urmenschen im norddeutschen Interglazial legt die Vermutung nahe, daß die damaligen Jägerstämme sich nur ausnahmsweise so weit nördlich vorwagten. Vielleicht waren es nur vereinzelte Abenteurer, die, dem Jagdwild folgend, gelegentlich unsere Gegenden betrat.

Als letzter Abschnitt des Diluviums bleibt noch die jüngste, dritte Eiszeit übrig. Von einer allgemeinen Charakteristik, die nur auf Wiederholung früherer Ausführungen herausliefe, dürfen wir diesmal absehen und wenden uns gleich den Wirkungen zu, die das Eis und seine Schmelzwasserströme auf die Bodenbeschaffenheit des norddeutschen Flachlandes ausgeübt haben.

Es ist sicher, daß dieses Land die maßgebenden Züge seines gegenwärtigen Reliefs der dritten Eiszeit und der ihr folgenden Schmelzperiode verdankt. Im großen und ganzen ist es eine Moränenlandschaft,

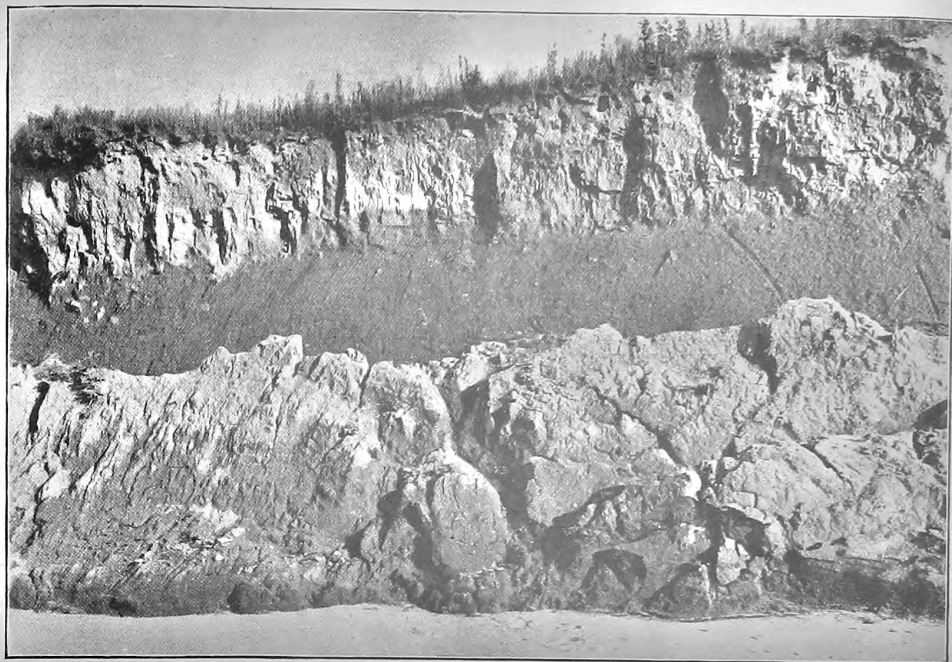


Abb. 52. Der unmittelbar übereinander lagernde gelbe und graue Lehm des Diluviums (jüngerer und älterer Geschiebemergel) bei Kolberg.

die allerdings durch fließendes Wasser weitgehende Umformung erlitten hat. Auch der Wind verwischte vielfach die ursprünglichen Züge und schuf namentlich im Küstengebiet ganz neue Landschaftsformen.

Das großartigste Werk der letzten Vereisung ist der baltische Höhenrücken, jene stellenweise über 300 m hohe Landschwelle, die sich von Jütland bis Litauen in weitgespanntem Bogen um die Südufer der Ostsee schmiegt (Abb. 53). Wegen ihres Reichtums an großen und kleinen Wasserbecken, die früher noch weit zahlreicher waren, führt sie auch den Namen „baltische Seenplatte“.

Die Entstehung dieses Höhenrückens ist ein ziemlich verwickeltes Problem (vgl. Bd. I, S. 288). Man darf ihn nicht schlechtweg als „Endmoränenzug“ bezeichnen, obgleich die beim Rückzug des letzten Inlandeises aufgeschütteten Endmoränen einen Hauptanteil an seiner Zusammensetzung haben. Nach F. Wahnschaffe lagen

die Anfänge seiner Bildung viel weiter zurück. Als das vorrückende Inlandeis die Ostsee passiert hatte, mußte sich seine Bewegung verlangsamen, weil der Weg nunmehr bergauf führte. War auch die Steigung recht sanft, so genügte sie doch, um die Transportkraft des Eises ganz erheblich zu vermindern, mit anderen Worten: der vom skandinavischen Gebirge herabgeschleppte Schutt mußte sich am Rand des Ostseebeckens besonders

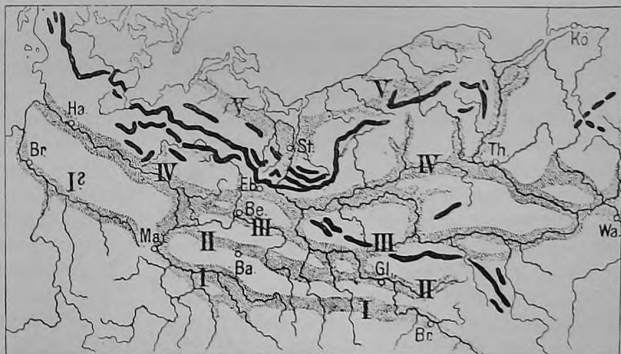


Abb. 53. Die norddeutschen Endmoränenzüge (stark ausgezogen) und Urstromtäler (schattiert) der Diluvialzeit.

reichlich ablagern. Das Eis ließ gleichsam einen großen Teil seiner Grundmoräne fallen, wodurch gewaltige Ansammlungen von Schuttmaterial entstanden, die den Grundstos des baltischen Höhenrückens bildeten.

Dazu kam noch eine andere Wirkung. Das vordringende Eis suchte den Widerstand, den das ansteigende Terrain ihm bot, zu brechen, indem es den Untergrund aufwühlte, ganze Schollen losriß, vor sich herschob und in die Höhe preßte. Diese herausgequetschten Massen wurden dann mit frischem Moränenschutt ver-

herausgestellt hat, daß der jüngste Blocklehm weit über den baltischen Höhenrücken hinaus nach Süden und Westen reicht, werden sie fast allgemein als Rückzugsmoränen bezeichnet. Als die Gletscher schon ein gutes Stück zurückgewichen waren, standen sie in dieser Gegend längere Zeit still („baltische“ Vereisung, vgl. Abb. 54). Die Abschmelzung war vorübergehend unterbrochen, nicht etwa weil die Kälte wieder zugenommen hatte, sondern weil das Eis sich auf der hochgelegenen Seenplatte länger halten konnte als im wärmeren Tiefland.

Während dieser „Stillstandslage“ oder baltischen Vereisung, die ein paar Jahrtausende gewährt haben mag, wurden die mächtigen Endmoränen aufgeschüttet. Schließlich aber nahm die Wärme so überhand, daß die Gletscher auch auf dem Höhenrücken abschmolzen; immerhin mochten vereinzelt Eisreste („Gletscherrudimente“) noch daliegen, als schon die ganze deutsche Ostseeküste angeapert war.

Eine sehr typische, von Berlin leicht zu erreichende Endmoränenlandschaft erstreckt sich von Diepe im Odertal über den beliebten Ausflugsort Chorin nach dem ufermächtigen Städtchen Joachimstal. Er steigt man den hohen Kamm westlich vom Dorfe Chorinchen, so zeigt sich im Osten ein prächtiges Moränenamphitheater, dessen



Abb. 54. Verbreitung des Inlandeises während der jüngsten (baltischen) Vereisung. Nach Uffing. (Aus Kayser, Geolog. Formationskunde)

mennt und schließlich beim Vorschreiten des Eises von der Grundmoräne zugebedt. So erklärt sich, daß im Kern mancher baltischen Hügelzüge altdiluviale, also einer früheren Eiszeit entstammende Geschiebemergel oder gar tertiäre Schichten stecken.

Viel später, nämlich erst am Ende der letzten Eiszeit, sind die eigentlichen Endmoränen entstanden. Früher glaubte man, diese zu langen, krummen Zügen aneinandergereihten Wälle bezeichneten die äußerste Grenze der jüngsten Vereisung*); nachdem sich aber

Wälle sich zangenförmig um eine breite, teils vertorfte, teils verandete Niederung legen. Blickt man aber nach der entgegengesetzten Richtung, so übersieht man das flache, sandige Vorland der Endmoränen, durch welches die vom Eisrand kommenden Schmelzwasser ihren Abzug fanden.

Im Innern bestehen diese Moränen (vgl. Abb. 56) aus dicht übereinandergepackten Geschieben, zwischen denen nur wenig Platz bleibt für die feineren Materialien des Gletscherschuttes: Kies, Sand, Lehm usw. Jedoch kommen für die Randmoränen einer besonderen, noch jüngeren, also vierten Vereisung.

*) Noch jetzt halten einige Eiszeitforscher, z. B. Geikie und De Geer die baltischen Geschiebewälle

hier und da auch dickere, sandige oder lehmige Zwischenlagen vor. Die Kämme der Höhenzüge sind oft recht schmal, stellenweise scharf wie Grate, und die Böschungen sehr steil. Nicht überall zeigt die Endmoräne das Bild eines weithin streichenden, zusammenhängenden Rückens, oft ist sie in lauter kleine Regelberge aufgelöst, die in langen Reihen hintereinander aufmarschieren und ihre Umgebung um 5–20 Meter überragen.

Die Endmoränen sind besonders charakteristisch für das ostelbische Land; im Westen, also in Hannover und Oldenburg, fehlen sie

ist, wie in vielen Teilen unseres Vaterlandes noch immer geglaubt wird. Im Gegenteil, manche Strecken zeigen ganz unruhige, an die Endmoränenlandschaft erinnernde, aber weniger regelmäßige Formen: überall tauchen runde Hügel und kurze Rücken auf, die ganz regellos verteilt und durch tiefe Einsenkungen voneinander geschieden sind. Im Kern bestehen sie aus geschichteten Sanden und Kiesen, die nur in stark strömendem Wasser abgelagert worden sein können; darüber breitet sich gleichsam als Mantel eine Deckschicht mit groben, wohlgerundeten Rollsteinen. Dergleichen Hügel kennt



Abb. 55. Endmoräne (Staumoräne) der Soldatenberge bei Petersdorf südl. Fürstenwalde a. d. Spree mit vorgelagertem Sande im Südwesten.

(Nach Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. J. Engelhorn, Stuttgart.)

so gut wie ganz. Hier wechseln öde Sandstrecken, Kiefernwälder und Heiden mit weit ausgedehnten Mooren und Bruchwäldern. Zwischen Elbe und Aller dehnt sich ein breiter, sandiger Höhenzug: die Lüneburger Heide. Über die Herkunft der mächtigen Sandmassen, die dieses Gebiet bedecken, ist man sich noch nicht einig. Manche Geologen halten sie für Sedimente des abschmelzenden Eises, also für fluvioglaziale Ablagerungen, die in unmittelbarer Nähe des zurückweichenden Eisrandes abgesetzt wurden, während Wahnschaffe sie als echte Grundmoränenbildung, als sandige Vertretung des jüngsten Geschiebemergels, auffaßt.

Wer die Lüneburger Heide kennt, weiß, daß sie keineswegs eine eintönige, reizlose Ebene

man schon längst aus Schottland, wo sie sich namentlich am Ausgang der ehemals vergletscherten Gebirgstäler zeigen. Die englischen Geologen nennen sie Kames. In der Lüneburger Heide vertreten sie zweifellos die Endmoränen, stehen jedoch wegen ihrer geschichteten Struktur und der starken Abrollung ihrer Geschiebe den fluvioglazialen Absätzen näher als den Moränen. Auf jeden Fall sind sie dicht am Eisrande unter Mitwirkung der Gletscherbäche entstanden.*)

Mit den Endmoränen wird der Ungeübte leicht die sog. Dörfer verwechseln, wie die schwe-

*) Eine sehr charakteristische Kameslandschaft liegt nach Wahnschaffe in der Gegend zwischen Dannenberg und Meßingen.

diſchen Geologen gewiſſe langgeſtreckte Kieſ-
rücken nennen, die gleich den Kames durch
ausgezeichnete Schichtung und vollkommene Ab-
rollung der Geſchiebe ihren fluvi-
glazialen Urfprung verraten (Abb. 57).
Während aber die Kames entweder ganz regellos
nebeneinander liegen oder Ketten von Einzel-
hügeln mit tiefen Einſchnitten bilden, ſind die
Oſer richtige, auf weite Strecken zuſammen-
hängende Wälle, die bisweilen geradezu wie
künſtlich aufgeſchüttete Eiſenbahndämme aus-
ſehen. Von den Endmoränen unterſcheiden ſie
ſich, abgeſehen vom inneren Bau, aufs ſchärfſte

vor, aber unmöglich ſcheint es, daß dieſe loſen
Maſſen noch über die Uſerränder hinaus zu
förmlichen Wällen anwachſen könnten. Und
doch iſt es denkbar. Vergeſſen wir nicht, daß
die Oſer in der Eiszeit entſtanden! Das
Land zu beiden Seiten der Wälle war nicht
frei, eine viele Meter dicke Eiſſchicht laſtete
darauf. Zwiſchen Eiſswänden, die die gegen-
wärtigen Kieſwälle hoch überragten, floſſen
die Oſerbäche dahin, entweder in breiten,
offenen Gletſcherspalten, oder aber
in geſchloſſenen Kanälen unter dem
Eiſe. Die Exiſtenz ſolcher Kanäle iſt bei



Abb. 56. Aufſchluß in der Endmoräne (Kieſ- und Blockpadung) der Alaunberge bei Wilmersdorf
ſüdlich Kieſenwalde a. d. Spree.

(Nach Wahnschaffe, Oberflächengeſtaltung des norddeutſchen Flachlandes. J. Engelhorn, Stuttgart.)

durch die einem ganz anderen Geſetz folgende
Orientierung: ſie verlaufen nicht parallel dem
Eisrande, ſondern quer dazu, alſo in der
Stromrichtung des Eiſes und der Gletſcherbäche.

Die Grundriſſe dieſer merkwürdigen Kieſ-
wälle erinnern oft auffallend an gewundene,
Schleifen und Bogen beſchreibende Fluß-
läufe. Dazu geſellen ſich noch die ſeitlichen
Verästelungen, die den Eindruck hervorruſen,
als mündeten hie und da kleine Nebenflüſſe
und Bäche in den Hauptſtrom. Nun beſtehen
die Oſer tatſächlich aus fluviatilen Abſätzen
— ſind es denn frühere Flußbetten? Alte,
mit Schotter, Kieſ und Sand bis zum Rand
ausgefüllte Eroſionstäler kommen ja häufig

heutigen Gletſchern wiederholt beobachtet wor-
den, unter anderem bei Gelegenheit der furcht-
baren Kataſtrophe von St. Gervais, die durch
plötzlichen Durchbruch zurückgeſtauter Schmelz-
waſſer herbeigeführt wurde (vgl. Bd. I, S. 309).

Nach einer anderen Hypothefe wären die
Oſer aus den Schuttkegeln entſtanden, die der
Gletſcherbach unmittelbar vor dem Gletſcher-
tor oder noch unter der Wölbung ſelbſt ab-
lagerte. Bei einem Schritt für Schritt zurück-
weichenden Inlandeis mußte ſich, wie leicht
einzusehen, dicht hinter dem erſten Schutt-
kegel ein zweiter bilden, dahinter ein dritter
uſw. Auf dieſe Weiſe kamen, wenn das Eiſ
ſehr gleichmäßig abſchmolz, langgeſtreckte Wälle

zustande, eben die Dser, die also vom ursprünglichen Eisrand aus rückwärts wuchsen, dem Lauf des Gletscherbachs entgegen.

Manche Dser zeigen auffällig steile Schichtenstellung und noch andere Störungen, die nur durch starke Pressungen zu erklären sind. Man nimmt an, daß in solchen Fällen der einseitige Druck der riesigen Eismassen aufpressend gewirkt und die am Grund der Spalte abgesetzten Sande und Geröllmassen wallartig aufgetürmt habe. Den Leser wird es noch interessieren, zu erfahren, in welchen Gegenden Deutschlands er die Bekanntschaft dieser merkwürdigen Ries-

Schon mehrfach (z. B. S. 36) war von den Wirkungen des Eisdrucks die Rede. Schichten, die unter einer diluvialen Grundmoräne liegen, zeigen oft ganz erhebliche Faltungen, Knickungen und Überschiebungen, ein Umstand, der vor allem den Abbau der Braunkohle sehr störend beeinflusst. In der Regel wird der seitliche Schub des vorrückenden Inlandeises die Ursache sein. Als die gewaltige, mehrere hundert Meter dicke Eismasse herannahte, schob sie die ihr im Wege liegenden Schichten vor sich her, wobei sich diese naturgemäß in Falten legten wie ein



Abb. 57. Querschnitt durch den Os der Feuerberge bei Stolzenhagen (Kreis Saahig, Pommern). (Nach Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. J. Engelhorn, Stuttgart.)

dämme machen kann. Am häufigsten wird er ihnen in den Provinzen Posen (bei Lubasz, Schönlanke, Wreschen), Pommern, z. B. in der Umgegend von Stargard, sowie in Mecklenburg begegnen. Nicht alle Dser sind als zusammenhängende Wälle ausgebildet, viele bestehen nur aus einer Anzahl längerer oder kürzerer Teilstücke, die dann in ihrer Gesamtheit einen „Dzuzug“ darstellen. Zweifellos gibt es in den östlichen preussischen Provinzen noch manche bislang unbekannte Dser; denn in dicht bewaldeten Gegenden entziehen sie sich leicht der Beobachtung, namentlich, wenn sie in lauter Einzelkuppen aufgelöst sind. Wer Zeit und Lust hat, solchen Studien nachzugehen, kann hier noch manch neue Entdeckung machen.

Teppich, der von einer Seite her zusammengeschoben wird. Selbstverständlich blieb diese Wirkung auf oberflächliche Schichten beschränkt. Am stärksten mußte sie sich dort geltend machen, wo das Eis gezwungen war, sich bergaufwärts zu bewegen; hier wurden die Schichten zwischen der Eismauer und dem ansteigenden Felsuntergrund gleichsam eingeklemmt und wie in einem Schraubstock zusammengedrückt. Daher ist die Schichtenlage an den Nordabhängen der norddeutschen Hügelzüge (z. B. des Fläming) oft so außerordentlich verworren, während an den südlichen Abdachungen regelmäßige, flache Schichtenstellung vorherrscht.

So ist z. B. das Oberlausitzer Braun-

Kohlengebirge auf weite Strecken in parallele, eng gedrängte Falten zusammengehoben. Oft erreichten die Stauungen einen solchen Grad, daß eine völlige Verknüpfung der tertiären Tone und Sande mit dem Geschiebemergel zustande kam. Als später das Eis über die neugeschaffenen Falten hinwegging, hobelte es die Sättel ab und ließ nur die Mulden stehen, wodurch gewaltige Mengen Braunkohle auf immer verloren gegangen sind.

Die Wirkungen des Eisdrucks reichen jedoch noch viel weiter. Bei vielen im nord-

stigen Aufschlüssen kann man solche Überschiebungen und Einpressungen direkt sehen, ein Beispiel zeigt Abb. 58.

Potonié glaubt, das Inlandeis habe in solchen Fällen den Untergrund angebohrt: gewaltige Eiszungen seien von unten in die entgegenstehenden Schichten eingedrungen, während die Hauptmasse des Eises oberflächlich darüber hinwegglitt. Dadurch wurden große Massen aus ihrem Schichtenverbande gelöst, auf allen Seiten vom Eis umschlossen und mit ihm fortgeschoben. Diese Massen schwammen



Unterer Geschiebemergel

Braunkohle Braunkohlenletten u. Formsand

Abb. 58. Tongrube der Ziegelei Saarow bei Fürstenwalde a. d. Spree.

(Nach Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. J. Engelhorn, Stuttgart.)

deutschen Flachland ausgeführten Tiefbohrungen hat sich eine überraschende Wechselagerung des Diluviums mit älteren Schichten gezeigt. Nachdem scheinbar der Untergrund des Diluviums erreicht worden war, stieß man mitten im Tertiär oder in der Kreide wieder auf Moränen oder fluvioglaziale Schotter und Sande. An anderen Stellen umschließt der Geschiebemergel mächtige Schollen von Schreibkreide, Septarienton u. dgl., denen gegenüber selbst die größten nordischen Findlinge zwerghaft klein erscheinen. Oder die Lagerung ist umgekehrt, als sie sein sollte: an der Erdoberfläche steht z. B. das Tertiär an, darunter aber nicht etwa die Kreide, sondern diluvialer Lehm oder Sand. In gün-

gewissermaßen als riesige Schollen mitten im Eise. Wenn dann am Ende der Kälteperiode das Inlandeis abschmolz, sank die Felscholle zu Boden und kam auf die inzwischen abgelagerte Grundmoräne zu liegen. So erklären sich wenigstens zum Teil jene merkwürdigen Überschiebungen, von denen Abb. 58 ein Beispiel gibt.

Bei weichen Gesteinen sind dergleichen Vorgänge in der Tat denkbar. Zur näheren Begründung führt Potonié eine Erscheinung an, die sich in strengen Wintern hin und wieder an der Dürckflüße beobachten läßt. Wo Dünen einen schmalen, flachen Strand umgeben, kann man bisweilen sehen, wie riesige Eisschollen durch die Brandung ans Ufer ge-

schoben werden, die nahe Düne erreichen und sich langsam in den Sand einbohren. Von den Wellen getrieben, freit sich die Scholle gleichsam durch die Düne durch, rückt immer weiter und kommt, wenn sie breit genug ist, nach einiger Zeit auf der Landseite der Düne wieder zum Vorschein. Jetzt ist der obere Teil des Sandbergs vom unteren durch eine Eislage getrennt. Würde das Eis eingefrorenen Kies und Sand enthalten, so müßte dieser nach dem Abschmelzen als „Moräne“ mitten im Dünenfeld zurückbleiben.

In der Eiszeit war es natürlich nicht die Brandung, sondern die Gletscherbewegung selbst, die das Eis in den Untergrund hineintrieb. Die Zwischenlagen von glazialen Schutt, die manchmal ganz unvermittelt in Braunkohlenlagern, tertiären Tonen, Kreidschichten (Abb. 59) usw. auftreten, mögen derartigen Vorgängen ihre Entstehung verdanken. Auch scheint es wohl denkbar, daß die unter dem Boden grabenden und wühlenden Eiszungen, sofern sie groß genug waren, ganze Hügel und selbst kleine Berge vom Untergrund abheben und auf weite Entfernungen verschleppen konnten.

So gewaltig die Wirkungen des Eisdrucks waren, treten sie doch im allgemeinen an der Erdoberfläche wenig hervor und werden meist nur in zufälligen Aufschlüssen sichtbar. Von viel größerer Bedeutung für das Aussehen des Landes war die Erosion der Schmelzwasserströme während und nach der letzten Vereisung. Auf ihre Tätigkeit geht die Entstehung jener merkwürdigen Rinnen zurück, die sich überall im Bereich der Grundmoränen-

landschaft bemerklich machen und zum Teil noch heute unter Wasser stehen, ferner die Auswaschung der breiten, von Ost nach West strei-



Abb. 59. Blocklehmzwischenlage in der Kreide. Rügen.

chenden Urstromtäler, in denen sich die Gletscherabflüsse sammelten, um am Rand des zurückweichenden Inlandeises der Nordsee (und später auch der Ostsee) zuzuströmen.

Sechstes Kapitel. Seen, Schmelzwasserrinnen und Urstromtäler.

Die Moränenlandschaft des baltischen Höhenrückens wird in anmutiger Weise belebt durch zahllose, zwischen waldbefränzten Hügeln eingebettete Seen der verschiedensten Größe und Gestalt. Viele machen den Eindruck rein zufälliger Gebilde, die in ihrer Form und Umgrenzung ganz von der umgebenden Landschaft abhängig sind; daher der außerordentlich verworrene, scheinbar ganz willkürliche Verlauf der Uferlinien. Ein Steigen des Wasserspiegels um einige Meter würde die Seefläche nicht nur beträchtlich vergrößern, sondern ihr auch eine von der früheren grundverschiedene Gestalt geben. Oft bestehen diese Seen aus

mehreren Teilbecken, die durch enge Pforten miteinander verbunden sind; dann würde ein geringes Sinken des Wasserstandes genügen, um sie in eine Gruppe kleiner Einzelseen zu zerlegen. Andere Wasserbecken sind einheitlicher gestaltet; wir erkennen unter ihnen schmale, langgestreckte Rinnen — ein Typus, der auch am Ausgang der Apentäler häufig vorkommt — und kleine, runde Tümpel, „Puhle“ oder „Sölle“, die entweder ganz unregelmäßig in der Grundmoränenlandschaft zerstreut oder perlschnurartig aneinandergereiht sind. Wichtig ist nun, daß die Rinnenseen wie auch die reihenförmig angeordneten

kleinen Becken im großen und ganzen nord-südlich verlaufen, d. h. in der Abflußrichtung der Schmelzwasser.

Wo das Gelände bergig oder wenigstens hügelig ist und die Abhänge mit Wald gesäumt sind, kommen durch den Wechsel von Wasser, Wald und Wiesenland oft Bilder von prächtiger Schönheit zustande. Stolz bezeichnet der Anwohner manche dieser mehr lieblichen als großartigen Landschaften mit Namen, wie märkische, mecklenburgische, holsteinische, masurische „Schweiz“. Denkt man dabei nicht an

Demgemäß unterscheiden die norddeutschen Geologen zwei Hauptklassen von Seen: Grundmoränen- und Rinnenseen. Abgesehen von den schon erwähnten Merkmalen zeichnen sich die Grundmoränenseen durch rasch und häufig wechselnde Tiefe aus: ihr Boden ist ebenso wellig wie das umliegende Gelände, steigt an der einen Stelle fast bis zum Wasserspiegel und fällt dicht daneben auf 20–40 m Tiefe. Hierdurch erklärt sich auch das häufige Vorkommen von Inseln in dieser Art Seen. Die unruhige Ober-



Abb. 60. Der Baa-See bei Freienwalde.

eigentliche Gebirge, sondern an das wellige, aus tertiären und diluvialen Schichten aufgebaute Vorland der Alpen, so ist eine gewisse Ähnlichkeit nicht zu leugnen. Hier wie dort zahlreiche große und kleine, in die Moränenlandschaft eingesenkte Becken; die einen breit, von ganz unregelmäßiger Form, füllen offenbar zufällig entstandene Vertiefungen zwischen den Moränenhügeln aus; die anderen zeigen durch ihre schmale, langgestreckte Gestalt und ihren im ganzen nord-südlich gerichteten Lauf, daß sie die Stelle ehemaliger Gletscherzungen oder Gletscherflußbetten einnehmen.

fläche der Grundmoränenlandschaft mit ihren unausgesetzt wechselnden Kuppen, Hügelrücken, Becken, Wannen und Trichtern setzt sich unter der Wasseroberfläche genau in denselben Formen fort, die Seen sind also in der Tat nichts anderes als besonders tief gelegene Teile dieser Landschaft, weite Senken, die schon unter dem Inlandeis vorhanden waren und sich nach dessen Rückzug mit Wasser füllten. Die Rinnenseen dagegen sind in die Moränenlandschaft hineingeschnitten, kommen aber noch häufiger im sandigen Vorland vor, wo die Schmelzwasser sich mit Leichtigkeit

tiefe Betten aushöhlen konnten. Mit ihren steilen Böschungen, die von beiden Ufern ziemlich gleichmäßig zur Mitte abfallen, tragen sie vollkommen den Charakter unter Wasser stehender Erosionsschluchten.

Häufig liegen Vertreter der beiden Seenklassen dicht nebeneinander. Als nach Aufschüttung der großen baltischen Endmoräne das Eis seine lang innegehabte Stellung aufgab und weiter nach Norden zurückwich, fanden die Schmelzwasser vielerwärts keinen rechten Abfluß, weil der gewaltige, dem Eisrand parallele Geshiebewall ihnen den Weg versperrte. So entstanden zwischen Eismauer und Endmoränenbogen mächtige Wasseransammlungen, Stauseen, die so lange wuchsen, bis ihr Spiegel irgendwo den Kamm des Moränenbergs erreichte und nun die Wasser darüber hinweg auf das tief gelegene Vorland stürzten. Die lebendige Kraft dieser stark bewegten, in Fällen und Stromschnellen dahineilenden Flut war so bedeutend, daß gelegentlich Schluchten von 50–60 m Tiefe ausgewaschen wurden.

Manche Stauseen haben sich, wenn auch bedeutend verkleinert und in einzelne Teile aufgelöst, bis zur Gegenwart erhalten. Bei Joachimsthal in der Uckermark — einer Gegend, die wir schon als typische Endmoränenlandschaft kennen lernten — hatte sich in der Schmelzzeit ein riesiger, mehr als eine Quadratmeile umfassender Stausee gebildet, dessen ansehnlichster Rest der breite, aber nur 5 bis 6 m tiefe Grimnitzsee darstellt. Wendet man sich vom Ufer dieses Wasserbeckens gegen Südwest, so gelangt man bald auf den Kamm der Endmoräne, über den einst der Abfluß des Sees ging, und blickt hinab in die tiefe, von den stürzenden Fluten ausgewaschene Furche. In ihr liegt, umschlossen von steilen, waldbedeckten Moränenbergen, ein typischer Rinnensee, einer der schönsten der Mark, freilich nicht heiter und anmutig wie die Havelseen, sondern von strengem und düsterem Charakter: der Werbellinsee. Es ist ein Rest des alten Gletscherflusses, der, vom Joachimsthaler Stausee kommend, die Moränenkette durchbrach und seine Wasser vielleicht der Oder zuführte, die damals nördlich vor Berlin vorbeifloß und etwa bei Havelberg in die Elbe mündete. Nichts ist heute mehr zu spüren

von den ungestümen Naturgewalten, die das tiefe Werbellintal auspülten; still und friedlich leuchtet die blanke Wasseroberfläche aus dem dunklen Grün der Uferwälder hervor.

Viele der alten Schmelzwasserrinnen dienen auf kleinere oder größere Strecken gegenwärtigen Flüssen als Betten. Nach Wahnschaffe stoßen in der Potsdamer Gegend zwei Rinnensysteme aufeinander, von denen das eine südwestlich, das andere südöstlich gerichtet ist. Jedenfalls entsprechen sie verschiedenen Stadien der Abschmelzung. Etwas unterhalb Spandau tritt die Havel in die Südwestrinne und benutzt sie, an der Pfaueninsel und Potsdam vorbeifließend, bis zum Schivelowsee; hier biegt sie mit scharfer Wendung in die Südostrinne ein,

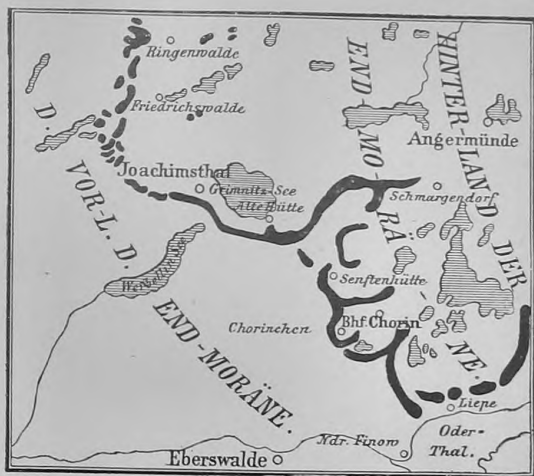


Abb. 61. Übersichtskarte der Gegend von Joachimsthal mit Stauseen, Rinnenseen und Endmoränenzügen.

durchströmt sie aber in umgekehrter (d. h. nordwestlicher) Richtung als der ehemalige Gletscherfluß, eine Erscheinung, die auch bei anderen Rinnenflüssen vorkommt. Dieser zweiten Schmelzwasserfurche folgt die Havel durch den Großen und Kleinen Zirnsee bis Regin.

Auch die meisten jener Flüsse und Fließchen, die ihre Quellen auf dem baltischen Höhenrücken haben und südwärts fließen, Elbe, Rhin, Drage, Brahe und wie sie alle heißen, benutzen aller Wahrscheinlichkeit nach noch heute die von den Schmelzwässern der baltischen Eiszeit ins Land gerissenen Furchen.

Viele andere Rinnen sind jedoch längst zugeschwemmt, verlandet und vertorft. Oft erscheinen sie als langgestreckte, sich schlängelnde Wiesengründe, die so wenig unter dem Niveau

der Umgebung liegen, daß man sie kaum noch Täler nennen kann. Südlich von Berlin, zwischen Tempelhof, Mariendorf und Britz, gibt es mehrere solche ganz flache Rinnen, deren Verlauf mitunter nur an der reihenförmigen Anordnung kleiner Wasserlöcher, der Pfuhe oder Sölle, zu erkennen ist. Die Entstehung dieser merkwürdigen, oft ganz unvermittelt in die Geschiebemergelsfläche eingesenkten Trichter soll sogleich besprochen werden.

Wenn auch die meisten Rinnen von Gletscherflüssen erodiert wurden, die das eisfreie Vorland durchströmten, so ist es doch keineswegs ausgeschlossen, daß auch unter dem Eise ähnliche Furchen und Wannen entstan-

Unter dem Eise sollen sich nun auch die zahllosen, oft nahezu kreisrunden oder elliptischen Pfuhe gebildet haben. Stellenweise, z. B. bei Voigtburg in der Uckermark sowie in einigen Gegenden Hinterpommerns, treten sie so massenhaft auf, daß die Grundmoränenlandschaft auf der Karte wie ein Sieb mit unendlich vielen großen und kleinen Löchern aussieht. Nach Berendt und Geinitz wären die Pfuhe nichts als ungewöhnlich große Riesenkeßel oder Gletschertöpfe (vgl. Bd. I, S. 296), ausgestrudelt von Schmelzbächen, die sich an der Oberfläche der Gletscher sammelten und dann durch Spalten in die Tiefe stürzten. Durch den heftigen Anprall



Abb. 62. Pfuhe im mecklenburgischen Diluvium. (Aus Geinitz, Geolog. Führer durch Mecklenburg.)

den. Der berühmte Polarforscher Nansen beobachtete bei seiner Durchquerung Grönlands verschiedene Flüsse, die sich in Kanälen unter dem Eise einen Abfluß nach der Küste suchten und selbst im strengsten Winter nicht zufroren. Unter dem gewaltigen Druck, der am Grunde einer über 1000 m mächtigen Inlandeismasse herrscht, müssen diese Wasser eine starke erodierende Tätigkeit entfalten, und sollte in ferner Zukunft einmal das grönländische Inneneis abtauen, so werden dort vermutlich ganz ähnliche Rinnensysteme zum Vorschein kommen wie im norddeutschen Flachland. Von der einstigen Existenz subglazialer Flüsse berichten ja auch, wie wir sahen, die Oser, jene seltsamen Geschiebedämme, die als Ausfüllung geschlossener Eiskanäle oder offener Gletscherspalten anzusehen sind.

wären allmählich trichterförmige Vertiefungen in der Grundmoräne ausgewaschen worden. Soweit scheint die Erklärung haltbar, aber wenn Geinitz sie auch auf größere Seebecken anwendet, wird man ihm kaum zustimmen können.

Das Volk hält die Pfuhe im allgemeinen für Einsturzlöcher und weiß Geschichten von Schlössern und Burgen zu erzählen, die früher an Stelle dieser mit schlammigem Wasser erfüllten Trichter lagen und zur Strafe für irgendwelche Untaten der Bewohner in den Boden versanken. Auch verzauberte Jungfrauen, gespenstische Tiere und andere unheimliche Erscheinungen zeigen sich nach dem Volksglauben oft am Rande der Pfuhe. Sieht man von den abergläubischen Zutaten ab, so mag das Volk in vielen Fällen nicht unrecht haben; viele Sölle können recht gut durch Einsturz

entstanden sein. A. Stenzloff hat diese Meinung eingehend geprüft und begründet. Er glaubt, daß beim Rückzug der letzten Eisdecke große Eisklöße liegen blieben, die nur sehr langsam schmolzen, weil eine dicke Schutthülle sie vor den Sonnenstrahlen schützte. (Dieses „tote“ Eis stammte vielleicht von Gletscherzungen, die sich in den weichen Untergrund eingebohrt hatten; vgl. S. 78). Schließlich aber mußten auch die abgetrennten Schollen vergehen, und nun senkte sich allmählich oder ruckweise die Schuttdecke, wodurch ein mehr oder minder tiefer Trichter, ein „Erdfall“, entstand.

Nach der ganz vereinzelt in der Altmark gelegene, fast 50 m tiefe Arendsee ist aller Wahrscheinlichkeit nach ein Einsturzsee, hat aber mit liegen gebliebenen Eisresten nichts zu tun, denn sonst hätten sich schwerlich die Einstürze in historischer Zeit noch zweimal (822 und 1685) wiederholen können. Beide Male wurde die Gestalt des Sees erheblich verändert. In der Regel sucht man die Ursache solcher Einbrüche in der Auslaugung unterirdischer Gips- und Salzlager, wodurch Höhlen entstehen, die dann plötzlich zusammenbrechen. In der Umgebung des Arendsees gibt es jedoch kein Salzgebirge, oder es liegt wenigstens in so großer Tiefe, daß es auf die Gestaltung der Erdoberfläche keinen Einfluß haben kann. Die Ursache der wiederholten Erdstürze ist daher vorberhand noch rätselhaft.

Nachdem wir so manches von der erodierenden Wirkung der Schmelzwasserströme gehört haben, bleibt noch die Frage zu beantworten, wie und wohin diese gewaltigen Wassermengen ihren Abfluß fanden. Die Front des Inlandeises reichte während der Schmelzperiode von Holstein bis Polen oder Ostpreußen; auf dieser rund 1200 km langen Strecke entquollen dem Eisrand zahllose Bäche und Flüsse, deren gesamte Wassermenge zu Zeiten wohl genügt hätte, einen Strom von der Größe des Mississippi zu speisen. Wo sind nun diese kolossalen Fluten geblieben? Weit nach Süden konnten sie nicht kommen, hier lagen ihnen die mitteldeutschen Höhenzüge und Gebirge im Wege; ebenso begegneten sie im Osten ansteigendem Gelände, und nur gegen Westen, wohin auch die aus Mitteldeutschland kommenden Flüsse ihren Lauf nahmen, bot sich die Möglichkeit des Abflusses. Die breiten, in dieser Richtung streichenden Talsurche, die eine Zeitlang von Gletscher- und Gebirgsflüssen gemeinjam benutzt wurden, bezeichnet man als die Ur-

stromtäler Norddeutschlands. Auf dem Rärtchen der Endmoränen (Abb. 53) ist ihr Verlauf durch dunkle Schattierung angedeutet (die römischen Zahlen geben die Altersfolge an, I ist das älteste, V das jüngste Talsystem).

Berendt hat zuerst erkannt, daß diese merkwürdigen, nahezu in konzentrischen Bogen um die Ostsee geordneten Täler am Rand des immer weiter gegen die Ostsee zurückweichenden Inlandeises entstanden sein müssen. Das Eis schmolz also nicht ununterbrochen, sondern ruckweise ab, wodurch jedesmal dem Abzug der bisher durch den Eisrand gestauten Wasser neue Wege geöffnet wurden. Jedes Talsystem entspricht einer besonderen Stillstandslage des Eises.

Von Interesse ist zunächst das südlichste, älteste Urstromtal, das etwa bei Breslau beginnt, zunächst in rein westlicher Richtung verläuft und in der Gegend von Torgau die heutige Elbe erreicht; hier biegt es gegen Nordwesten und streicht im jetzigen Elbtal bis Magdeburg. Als diese breite Talsurche ausgewaschen wurde, lag das Eis noch auf dem Fläming und den Höhen der Niederlausitz bis zum Ragengebirge; Oder, Ragbach, Bober, Reißa, Elbe, Saale usw. vermischten ihre Gewässer mit den von Norden kommenden Gletscherbächen zu einem Riesenstrom, der auf irgend einem Wege zur Nordsee abgeflossen sein muß. Berendt und Reilhach glaubten, seine Spuren von Magdeburg durch die heutigen Täler der Ohre und Aller bis Bremen verfolgen zu können (vgl. die Karte), und wenn auch manche Geologen diese Ansicht bekämpft haben, so ist doch nicht einzusehen, wo andernfalls die gewaltigen Wassermassen geblieben sein sollten; denn der Abfluß durch die heutige Elbniederung war jedenfalls noch vom Eise versperrt (das Eis bedeckte damals, wie die Endmoränenzüge andeuten, noch die gesamte Altmark).

Nun besitz allerdings die Ohre ein dem hypothetischen Urstrom entgegengesetztes Gefälle; sie entwässert den Drömling, eine sumpfige Niederung am Rand der Lüneburger Heide, und fließt südöstlich der Elbe zu. Aber die Höhenunterschiede sind so gering, daß der mächtige Urstrom sie zweifellos leicht überwinden hat. Anfangs stauten sich allerdings die Fluten zwischen Magdeburg und Wolmirstedt; da aber die nahe Eismauer um vieles höher war als die kaum sichtbare Wasserscheide zwischen Ohre und Aller, so konnte der Stausee niemals nach Norden über das Eis abfließen,

sondern füllte, langsam ansteigend, das Ohretal, überschwemmte den Drömling und fand durch das unmittelbar angrenzende Allertal einen Abfluß zur Weser. Dieser Zustand dauerte so lange, bis die Gletscher sich hinter die Elbe zurückzogen, wodurch der direkte Weg zur Nordsee durch das Elbetal frei wurde. Demnach waren zu Beginn der Schmelzperiode Oder und Elbe, wenn man so sagen will, Nebenflüsse der Weser.

Wir übergehen die beiden folgenden Zwischenstufen und wenden uns sogleich dem IV.

Fehrbellin und mündet bei Havelberg in das heutige Elbtal.

Von diesem Abschnitt der Schmelzperiode können wir uns folgendes Bild machen. Die gesamte baltische Seenplatte war noch immer ein einziges, ungeheures Eisfeld, an dessen Rande von Thorn bis zur Elbmündung ein gewaltiger Strom dahinzog. In ihm vereinigten sich die Gewässer der Weichsel, Oder und Elbe mit den zahllosen Schmelzbächen der baltischen Gletscher und fanden durch die Elbniederung ihren Abfluß zur Nordsee, deren Küste

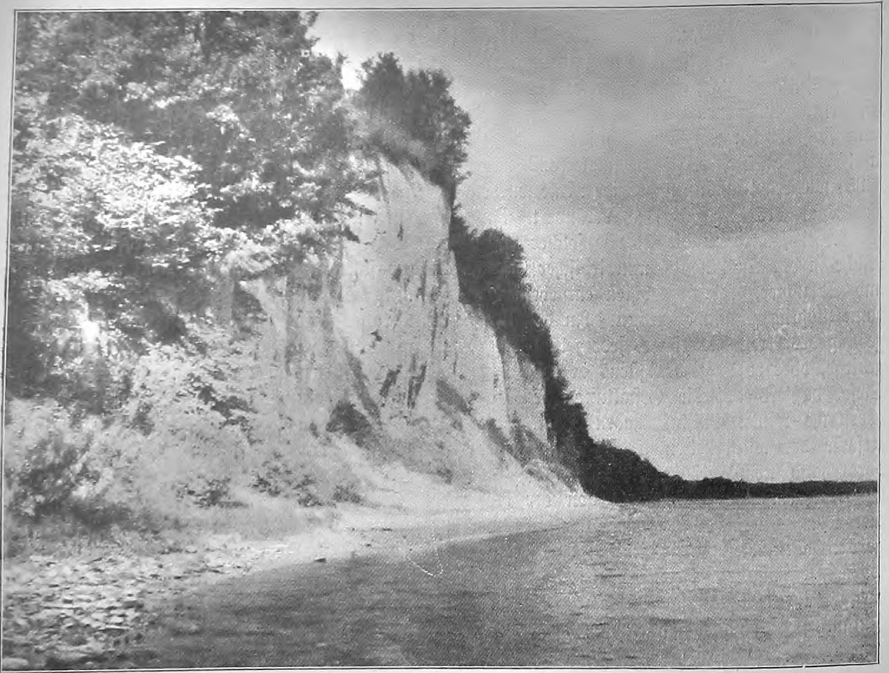


Abb. 63. Steilflus (Geschiebemergel) im Durchbruchtal der Oder einige Kilometer südlich von Frankfurt a. O.

Urstromtal zu, dessen Bildung in jene Zeit fällt, als die Gletscher auf dem baltischen Höhenrücken Halt gemacht hatten. Von Thorn, wo die Weichsel eine kurze Strecke in diesem alten Tal fließt, zieht es entlang der Neze und Warthe bis zur Oder, die es bei Küstrin erreicht. Wie die Weichsel, so benutzt nun auch die Oder ein paar Meilen weit das diluviale Tal, schwenkt aber schon bei Hohenfinow mit jäher Biegung nach Norden ab und fließt dem Stettiner Haß zu. Das Urstromtal streicht in der Niederung des Finowkanals weiter gen Westen, berührt Eberswalde, Dranienburg,

damals wohl bedeutend nördlicher lag als in der Gegenwart. So war es möglich, daß auch noch Ems und Weser in jenen Riesenstrom, die Groß-Elbe, mündeten, die Weser etwa bei Helgoland, das als felsiger Berg inmitten weiter Steppen und Sandheiden lag, die Ems noch weiter nördlich.

Als endlich das Eis die lang behauptete Stellung auf dem baltischen Höhenrücken aufgab, öffneten sich der Weichsel und Oder neue, bequemere Abzugswege. Die Oder verließ bei Hohenfinow ihr altes, zur Elbe führendes Tal und brach nach Norden durch, wobei sie eine

das Voldiamer und spricht von einer Voldiazeit, die mit der Dryaszeit des benachbarten Festlandes zusammenfällt (vgl. die Tabelle am Schluß des Abschnitts).

Weiterhin geschah nun mit der Dstsee etwas sehr Merkwürdiges: sie wurde durch Landmassen, die im Westen und Osten aufstiegen, vollständig vom offenen Weltmeer abgeschnitten und in einen Binnensee verwandelt, den die einmündenden Flüsse allmählich ausfüllten (Abb. 69 rechts). Das Südufer dieses großen Süßwassersees fiel nicht mit der heutigen deutschen Küste zusammen, sondern lag weiter draußen; es ist durch spätere Senkung unter den Dstseespiegel geraten und somit der geologischen Forschung entzogen. Aber vom Nordufer haben sich in Schweden und Estland alte Strandwälle erhalten. In ihnen finden sich Unmengen napfförmiger Schälchen, die von einer kleinen Süßwasserschnecke, *Ancylus lacustris*, stammen. Daraus erklärt sich die Bezeichnung Anzylussee für die damalige Dstsee.

Das Klima der Anzyluszeit war anfänglich wohl noch ziemlich kalt, da der See zunächst noch von den Schmelzwässern der letzten Inlandeisreste gespeist und dadurch stark abgekühlt wurde. Die Herrschaft der trockenen Nordoststürme war jedoch gebrochen und die Witterung unter dem Einfluß westlicher Luftströmungen feucht geworden. Diese nasse kalte Periode mag ungefähr der oben erwähnten Birken-Kiefernzeit des norddeutschen Festlandes entsprechen. Noch immer weideten Renttierherden auf den Steppen, die hier und da den geschlossenen Wald unterbrachen („Parklandschaft“); das beweisen die zahlreichen, in den tiefsten Moorschichten Pomerns gefundenen Knochen und oft prächtig erhaltenen Geweihe der Tiere. Knochen und Hornstücke sind zum Teil bearbeitet oder wenigstens mit Einschnitten versehen, ein Zeichen, daß der Mensch hier mit dem Renttier zusammenlebte. Dagegen waren Mammut und Nashorn endgültig aus Deutschland verschwunden und an ihrer Stelle der Elch, der irische Riesenhirsch und der Ur (*Bos primigenius*) eingewandert. Auch aus den Knochen dieser

Tiere hat sich der Mensch der Anzyluszeit Geräte gefertigt.

Allmählich nahm nun die Wärme zu, wodurch sich der Charakter der Pflanzenwelt änderte. In der zweiten Hälfte der Anzyluszeit dringt die Eiche siegreich von Süden nach Norden vor und wird am Schluß dieser Periode zum herrschenden Waldbaum, ohne jedoch die bisherigen Waldbildner, Birke und Kiefer, gänzlich zu verdrängen. Etwas früher als die Eiche scheinen die Winterlinde und der Haselstrauch, etwas später die Erle in unseren Gegenden aufgetreten zu sein. Diese Reihenfolge der verschiedenen Waldflora gestattet mit einiger Sicherheit, die allmähliche Steigerung der Sommerwärme seit der Eiszeit in Temperaturgraden zu berechnen. Nach F. Stoller hätte die mittlere Sommertemperatur betragen: in der Dryaszeit 3°, in der Birken-Kiefernzeit 8°, am Beginn der

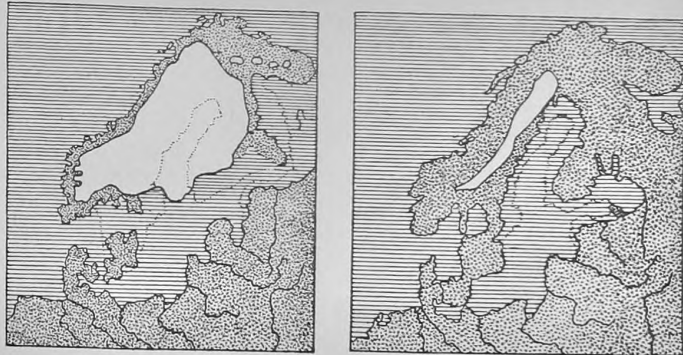


Abb. 69. Kärtchen des spätglazialen Voldiameres (links) und des postglazialen Anzylussees (rechts). Nach de Geer. (Weiß: Abschmelzendes Binnenland.)

Eichenperiode 12 bis 13°, später, als Erle, Esche und Buche einwanderten, 17°. Die Eichenperiode zeichnete sich durch besonders rasche Wärmezunahme aus. Vermutlich hängt dies mit dem großen Meeresseinbruch zusammen, der zu jener Zeit dem abgeschlossenen Dasein des Anzylussees ein Ende machte und dem wieder geöffneten Dstseebecken warmes Golfstromwasser zuführte.

An dieser abermaligen Veränderung waren ausgedehnte Landensenkungen schuld, die zu einer Überflutung des schon vom Menschen besiedelten Küstengebietes führten. Zur Anzyluszeit lebte auf der heutigen Kieler Föhrde eine Bevölkerung, deren Kulturstufe der jüngeren Steinzeit entsprach, jetzt liegen die Fundschichten mit Stein- und Knochengerten etwa 9 m unter dem mittleren Wasserstand. Ähn-

lich ist es am Unterlauf der Trave bei Lübeck, wo neolithische Werkzeuge aus einer Tiefe von 6—10 m ausgebaggert wurden. In der gleichen Tiefe entdeckte man bei Warnemünde, Travenmünde und an anderen Stellen alten versunkenen Waldboden mit großen Stämmen und breiten Wurzelstöcken.

Die Kieler Förhde ist wahrscheinlich, wie die meisten dieser eigenartigen, weit ins Land greifenden Schmalbuchten, eine alte Schmelzwasserrinne, die zur Anzyluszeit das Bild eines fruchtbaren, mit Wald und Wiesen geschmückten Tales bot. In den Gründen lagen kleine Süßwasserseen, an deren Ufern sich die Steinzeitmenschen ihre Wohnstätten erbaut hatten. Allmählich scheint das Land mehr und mehr versumpft zu sein, so daß es von der Bevölkerung verlassen werden mußte. Eine Zeitlang wuchsen in den weiten Auen und Brüchen noch Wälder von Eichen und Erlen,

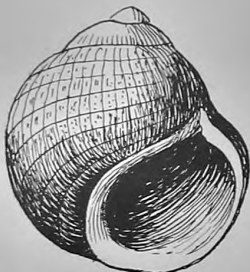


Abb. 70. Die gemeine Strandschnecke (*Litorina litorea*).



Abb. 71. Die Pfeffermuschel (*Scrobicularia piperata*).

dann drang bei fortschreitender Landsenkung das Meer ein, versalzte die Gewässer, so daß die Wälder abstarben, und setzte nach und nach das ganze Tal bis zu seiner Wurzel unter Wasser.

Bekanntlich ist das heutige Ostseewasser erheblich süßer als das Nordseewasser; denn durch die flachen Meeresstraßen (Belt, Sund) zwischen den dänischen Inseln findet nur ein schwacher Salzstrom Einlaß.*) In der Pe-

riode aber, mit der wir uns eben beschäftigen, muß das anders gewesen sein: durch andauernde Senkung waren offenbar Belt und Sund so tief geworden, daß ein salzreicher Unterstrom sie passieren und in den Anzylussee gelangen konnte. Die Folge davon war ein rasches Absterben der Napfschnecken und anderen Süßwassertiere, an deren Stelle eine salzliebende Molluskenwelt einwanderte. Namentlich breiteten sich die gemeine Strandschnecke (*Litorina litorea*, Abb. 70), die Pfeffermuschel (*Scrobicularia piperata*, Abb. 71) und eine Venusmuschel (*Tapes decussata*) an den Küsten der Ostseeländer aus, bis hinauf in den Vottinischen Bufen, wo sie heutzutage des geringen Salzgehaltes wegen nicht mehr leben können. Nach dem Hauptleitfossil nennt man diese Periode die Litorinazeit und die damalige salzreiche Ostsee die Litorinaee.

Höchst interessant ist, daß einige Überbleibsel der Tierwelt des Anzylussees sich in gewisse pommerse Seen (z. B. den Madüsee bei Stargard) gerettet haben, wo sie noch in der Gegenwart fortleben. Es handelt sich um einige Krebse und um die sogenannte Madümaräne, Tiere, die ursprünglich ganz anderen Lebensbedingungen angepaßt waren und wahrscheinlich schon die Seen der Späteiszeit bevölkerten. Wahnschaffe nimmt an, daß diese Eiszeitkrebse ursprünglich im Voldiamer zu Hause waren, sich später dem Süßwasser des Anzylussees anpaßten und zu Beginn der Litorinazeit, als die pommerse Küste untertauchte, in den Madüsee flüchteten, dessen tiefes Wasser ihnen vor der Sommerwärme Schutz gewährt.

Im allgemeinen war das Klima der Anzylus wie der Litorinazeit bei allmählich steigender Wärme feucht und regenreich, stimmte also in dieser Beziehung mit dem heutigen überein; nur einmal scheint dazwischen längere Zeit hindurch Trockenheit geherrscht zu haben. Es geht dies aus dem Bau der älteren Hochmoore hervor, deren Wachstum, wie man deutlich erkennt, einmal unterbrochen war. In den vollständig entwickelten Hochmooren lassen sich nach C. A. Weber zwei verschiedenalterige Moortorflagen (*Sphagnumtorf*) unterscheiden. Unten (bei weitem nicht auf dem Grunde des Moores, aber doch in gewisser Tiefe) liegt der ältere, dunkel- bis schwarzbraune und stark zerfetzte Moostorf, dessen Blätter häufig in strukturloses, gallertartiges Almin verwandelt sind.

*) In solchen Meeresstraßen hat man zu unterscheiden zwischen einem Oberstrom, der das salzarme, von den Flüssen stammende Wasser ins offene Meer führt, und einem Unterstrom, der vom Meer herkommt und den Binnensee mit Salzwasser speist. Beide fließen in entgegengesetzter Richtung übereinander weg, der Salzstrom unten, weil das Salzwasser spezifisch schwerer ist. In sehr flachen Meeresstraßen wird dieser Austausch gehemmt, der Salzstrom staut sich gleichsam an der unterseeischen Schwelle und kann nur zum kleinsten Teil in den Binnensee eindringen.

Zufolge der weit vorgeschrittenen Zersetzung ist er schwer, hart und dicht, zwar ein ausgezeichnetes Brennmaterial, aber zur Bereitung von Torfstreu und Mull völlig unbrauchbar. Ebenso begegnete die Versuche, ihn als Kulturboden und Ackerboden auszunutzen, meist erheblichen Schwierigkeiten.

Diesen älteren Sphagnumtorf überlagert eine dünne Schicht von ganz anderer Beschaffenheit, der sogenannte Grenztorf. Er muß zu einer Zeit entstanden sein, als das Moor langsam austrocknete und sich mit einem dichten Rajen von Wollgras (*Eriophorum vaginatum*) und Heidekräutern bedeckte, einer Vegetation, der man auch gegenwärtig auf künstlich entwässertem Hochmoorboden häufig begegnet. Sie und da siedelten sich in den austrocknenden Sümpfen sogar Birken und Kiefern an, doch blieb der Waldwuchs immer kümmerlich. In dieser Periode verwitterte der alte Moostorf; Luft und sauerstoffhaltiges Wasser drangen in die Tiefe und zersetzten die Moosreste, das ganze Moor sank zusammen und die zuvor lichtbraune Farbe des Bodens verwandelte sich in ein tiefes Dunkelbraun. Die Zeit, die zur Zersetzung der mindestens 2 m starken Moostorfschicht erforderlich war, mit anderen Worten: die Dauer der Trockenperiode schätzte Weber auf rund tausend Jahre.

Nach dieser Zeit traten starke Regengüsse ein, die das Moor durchnährten und eine Periode gleichmäßiger Feuchtigkeit einleiteten. Die Heidevegetation starb ab, und eine neue Moostorfschicht trat an ihre Stelle. Dieser noch jetzt wachsende jüngere Sphagnumtorf ist seinen Eigenschaften nach das gerade Gegenteil seines Vorgängers; er hat selbst in den tieferen Schichten sein ursprüngliches Aussehen bewahrt; die Moospflänzchen sind gut erhalten und ohne weiteres zu erkennen; ihre Masse ist hell, leicht, locker, daher schlechtes Brennmaterial, aber zur Streu- und Mullbereitung wie geschaffen. überall, wo solch junger Torfboden urbar gemacht wird, erweist er sich als ganz vortreffliches Ackerland.

Der Bau der norddeutschen Hochmoore lehrt uns also, daß seit der Birken- und Kiefernzeit zwei lange Perioden feuchten Klimas, unterbrochen von einer verhältnismäßig kurzen Trockenperiode, über unsere Gegenden dahingegangen sind. Die interessante Frage, wann und aus welchen Gründen sich das Klima zweimal in so auffälliger Weise geändert hat, ist leider zurzeit noch ganz ungeklärt. Manche

Geologen verlegen die Trockenperiode in die spätere Anzhuszeit, andere halten sie für erheblich jünger und bringen sie in der ersten oder gar zweiten Hälfte der Vitorinazeit unter. Ob aber gerade die Vitorinazeit mit ihrer wachsenden Meeresausbreitung dem Eintritt eines trockenen kontinentalen Klimas günstig war? Eher dürfte man das Gegenteil: eine starke Zunahme der Niederschläge, für wahrscheinlich halten. Aus diesem Grunde pflichte ich F. Stoller und H. Menzel bei, die übereinstimmend die Trockenperiode ans Ende der Anzhuszeit setzen. Damals, als das norddeutsche Küstenland erheblich höher lag wie in der Gegenwart, als die ganze Baltsee, die pommerische Bucht (bis Vornholm) und ein großer Teil der Nordsee noch zum Festland gehörten, wird auch das Klima dieser Gegend einen mehr kontinentalen, warm-trockenen Anstrich beisehen haben.

Noch während der Vitorinazeit ging es mit den prachtvollen Eichenwäldern Norddeutschlands zu Ende. Ob daran der eingetretene Klimawechsel schuld war, der vermehrte Feuchtigkeit und auch wohl eine gewisse Abkühlung mit sich brachte, läßt sich schwer beurteilen. Im friesischen Wattenmeer und in den Torfmooren der Nordseeküste findet man häufig die Reste eines früheren, bedeutenden Waldwuchses, an dem in erster Linie die Eiche, in zweiter Birke, Kiefer und Erle beteiligt waren. Als Beispiel sei erwähnt, daß im Jahre 1904 aus dem Grund der Elbe bei Schulan ganze Käste voll Waldborke ausgebaggert wurden. Neben den schon genannten Bäumen war hier auch die Hasel häufig; eine Menge von Eichen und Haselnüssen, alle plattgedrückt und zerbrochen, kamen zum Vorschein.

Unter den heutigen Witterungsverhältnissen könnten im Küstengebiet der Nordsee keine Wälder hochkommen, weil das Klima viel zu stürmisch ist. Das berechtigt zu der Vermutung, die alten Eichenbestände seien durch Zunahme der Stürme zugrunde gegangen. Und wirklich lehrt in manchen Fällen der Augenschein, daß die verjüngten Wälder durch eine plötzliche Katastrophe vernichtet wurden. Die Bäume sind mit wenigen Ausnahmen in geringer Höhe über dem Erdboden abgeknickt und nach ein und derselben Richtung gefallen, als habe ein furchtbarer, von Nordwesten kommender Orkan sie niedergemäht. Für Zunahme der Stürme spricht auch die starke Zerstörung der friesischen Küsten, die offenbar gleichzeitig mit dem Untergang der

Eichenwälder einsetzte — Eichentorf findet sich am Boden der Nordsee bis auf mehrere Kilometer Küstentfernung, z. B. vor der Wesermündung bis zur 20 m-Tiefenlinie — und die im Lauf des geschichtlichen Mittelalters unheimliche Dimensionen annahm, bis es in neuester Zeit dem Menschen gelang, durch ein System großartiger Schutzbauten den Eroberungszug des Meeres zu hemmen.

Vermutlich durchbrach das Meer schon in der Vitorinazeit den alten, mächtigen Dünenwall, der das ehemals reich bewaldete Wattentiefeland vor den Fluten schützte. Seine letz-

einzuwandern begann und in anderen Gegenden, z. B. an den Ostseeküsten, tatsächlich die Eiche verdrängt hat. In Hannover und Oldenburg blieb sie dagegen immer ein ziemlich seltener Waldbaum. Das liegt, wie J. Stoller meint, weniger am Klima als an den hohen Ansprüchen, die die Buche an den Kalk- und Lehmgehalt des Bodens stellt. Der nordwestdeutsche Sandboden, auf dem die Eiche so großartig gediehen war, scheint der Buche nicht die genügenden Nahrungsstoffe geboten zu haben.

Im Oberharz folgt auf die Eichenpe-



Abb. 72. Wattenlandschaft an der Küste. (Original-Photographie.)

ten, immer mehr zerfallenden Reste sind die friesischen Inseln.

Als die Eiche bis auf geringe Restbestände aus Nordwestdeutschland verschwunden war, versuchten einige andere Waldbäume: Buche, Erle und Fichte, das herrenlose Gebiet zu erobern. Mit Ausnahme der Erle, die jetzt rasch zum herrschenden Bruchwaldbaum wurde, konnten sie sich jedoch nicht an die neuen Standorte gewöhnen und mußten wieder nach Süden zurückweichen. Eine „Buchenzeit“ hat es im nordwestdeutschen Tieflande nie gegeben. Das ist um so merkwürdiger, als die Buche schon in der Eichenzeit

riode mit Ausschaltung der Buche sofort die noch heute andauernde Fichtenperiode. Vom Flachland vermochte jedoch die Fichte nur vereinzelt, mehr im Süden gelegene Streifen zu erobern. Im übrigen bemächtigte sich das Heidekraut der verlassenen, von den neu einwandernden Bäumen gemiedenen Sandflächen (Lüneburger Heide usw.).

Ganz andere Verhältnisse treffen wir, wie schon angedeutet, im Ostseegebiet. Hier auf dem fruchtbaren, kalk- und lehmreichen Geschiebemergelboden kamen nach dem Verschwinden der Eiche jene prächtigen Buchenwälder hoch, die noch heute die Gestade der Ostsee

umfränzen und auch weiter landeinwärts, zwischen den Seen und Wasserläufen des baltischen Höhenrückens allgemein verbreitet sind.

Dreimal hat also das Florenkleid des norddeutschen Tieflandes seit dem Abschmelzen der letzten Eisdecke gewechselt: auf die Zeit der Tundrapflanzen (Silberwurz, Zwergbirke) folgt die Birken-Kiefernperiode, dann, noch gemeinschaftlich für Ost und West, die Zeit der großen Eichenwälder. Als auch diese zu Ende geht, gelingt es keinem Waldbaum mehr, sich die Herrschaft über das Gesamtgebiet zu sichern; im Osten übernimmt die Buche die Führung, der Westen fällt der Erle und — auf den Trockenflächen — dem Heidekraut anheim.

Weniger einschneidend waren die Veränderungen, die sich während der Anzylus- und Vitorinazeit in der Tierwelt vollzogen. Dem Renntier wurde es allerdings bald zu warm, es verschwand aus Deutschland noch während der Birken- und Kiefernperiode, hat also die Eichenwälder nicht mehr gesehen. Die Charaktergestalt der Anzyluszeit ist der Elch, bekanntlich ein Bewohner sumpfiger, breiter Urwälder, deren Boden er dank seinem gespreizten Zehenbau mit Leichtigkeit überschreitet. In ihm haben wir wohl das Hauptjagdtier des damaligen, frühneolithischen Menschen zu sehen. Die am Schluß dieser Periode eintretende Trockenzeit scheint den Elch aus manchen Gegenden des Tieflandes vertrieben zu haben, denn in der nachfolgenden Eichenzeit verlieren sich allmählich seine Spuren. Ihn ersetzt der Rothirsch, dem sich etwas später das Reh zugesellt. Auch Rubel von Wildschweinen hausten in den Eichenwäldern, und hier und da, wo der Wald lichter war, lebten wohl noch Herden des diluvialen Büffels (*Bison priscus*), der dem amerikanischen sehr nahe verwandt war und fälschlich oft als Wisent (*Bison europaeus*) bezeichnet wird. Alle diese Tiere aber übertraf durch Stärke und Wildheit der gefährliche Ur-, der noch zu Cäsars Zeiten in Germanien häufig war und erst im Lauf des Mittelalters ausgerottet wurde (die letzten Exemplare sollen um das Jahr 1100 erlegt worden sein). Von ihm stammen bekanntlich unsere zahmen Rinderrassen ab.

Dem Wildpferd, das in der Steppenzeit unsere Gegenden in so reichem Maße bevölkerte, boten die dichten, moorigen Urwälder Norddeutschlands keinen geeigneten Aufenthalt mehr. Nur während der Trockenperiode am Schluß der Anzyluszeit mag es gelegentlich

aus den russischen Prärien zu uns herübergekommen sein.

Selbst so niedrige Lebewesen wie die Schnecken und Muscheln unserer Binnengewässer zeigen Klimaschwankungen gegenüber eine bemerkenswerte Empfindlichkeit. Neudings ist H. Menzel der Nachweis gelungen, daß sich der Wandel des Klimas seit der letzten Eiszeit im Charakter der norddeutschen Molluskenwelt deutlich widerspiegelt. In den Dryastonen (vgl. S. 86) finden sich vorwiegend arktische oder alpine Weichtiere; für die Birken-Kiefernzeit ist, wie oben erwähnt, *Planorbis stroomi* bezeichnend, eine heutzutage in Lappland und Finnland heimische Teller-schnecke, die eine etwas mildere, aber doch noch ziemlich kalte Temperatur anzeigt. In der Eichenzeit ist sie, offenbar infolge der zunehmenden Erwärmung, ausgestorben. Es wandert nun eine klimatisch verwöhntere Schneckenwelt ein, darunter auch Formen, die an die Existenz von Laubwäldern gebunden sind wie *Patula rotundata* und *Helix lapicida*. Plötzlich aber stellt sich eine andere Schnirkelschnecke (*Helix bidens*) ein, die sonst in Südosteuropa zu Hause ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach hat die warme, am Schluß der Anzyluszeit einsetzende Trockenperiode das Tier aus seiner östlichen Heimat zu uns herübergelockt.

Wieder ein anderes Bild ergibt sich für die Buchen- und Erlezeit. Jetzt erst kommen die großen Sumpf- und Schlamm-schnecken (*Paludinen* und *Vimnæen*) zu uns, die heutzutage jeden Torfstich und Graben, jeden Binnensee, jede Flußbucht in ungezählten Mengen bevölkern. Lange Zeit, vielleicht Jahrtausende, waren sie nebst einer großen Teller-schnecke (*Planorbis corneus*) die Alleinherrscher im Reich der Süßwassermollusken. Erst in allerjüngster Zeit vollzieht sich vor unseren Augen ein neuer Faunenwechsel: wieder wandern aus dem steppenartigen Südrußland Formen ein, die vor 100 bis 200 Jahren in Norddeutschland noch ganz unbekannt waren.* Zum Teil sind sie allerdings mit Hilfe des Menschen verschleppt worden, wie die zu einer gewissen Berühmtheit gelangte „Wander-muschel“, *Dreissena polymorpha*, die sich an Schiffe und Flöße heftet und so von einem Flußgebiet ins andere gelangt. Doch würden sich die Tiere schwerlich bei uns so

*) Die wichtigsten Neuankömmlinge sind: *Dreissena polymorpha*, *Neritina fluviatilis* und *Lithoglyphus naticoides*. (Über den letztgenannten vgl. S. 64.)

raich eingewöhnen und so stark vermehren, wenn ihnen nicht die klimatischen Verhältnisse zusagten. Daraus zieht H. Menzel den Schluß, daß unser heutiges Klima allmählich einen mehr kontinentalen Charakter annimmt, also dem südrussischen ähnlicher wird.

Die Vitorinazeit kommt der Gegenwart schon so nahe, daß man wohl die Frage aufwerfen kann, ob sie etwa noch in die geschichtlichen Zeiten hineinreicht. Richten wir den Blick auf die Länder des Südens, auf Ägypten und Mesopotamien, wo schon im vierten vorchristlichen Jahrtausend eine hohe Kultur bestand, so ist die Frage wohl unbedingt zu bejahen. Für die am Strand der Vitorinasee lebenden Fischervölker, von denen die bekannten Kjökkenmøddinger (dän.: Küchenabfälle) herrühren, hatte freilich die geschichtliche Zeit noch nicht begonnen. J. Meinig hat nun die interessante Hypothese aufgestellt, daß der Einbruch des Vitorinameeres mit der großen Flut identisch sei, welche die Kimbren und Teutonen aus ihrer jütischen Heimat vertrieb und sie zwang, sich weiter südlich neue Wohnsitze zu suchen. Da schon die ältesten griechischen Schriftsteller diese Flut kennen, so verlegt Meinig sie ins 6. oder 7. Jahrhundert vor Christus (Zeit der römischen Könige). Einem so späten Beginn der Vitorinazeit widersprechen jedoch die in den Kjökkenmøddingern gefundenen Steingeräte, die ihrer rohen Form wegen aus einem weit zurückliegenden Abschnitt der jüngeren Steinzeit stammen müssen.

Der Wahrheit näher dürften die Ansichten M. Samters kommen. Auf Grund von Beobachtungen an den Terrassen des Madürees in Pommern, die ein allmähliches Sinken des Wasserspiegels seit der Eiszeit erkennen lassen, stellte dieser Forscher folgende Chronologie auf:

Voldiazeit 6000—3750 v. Chr.,

Anzyluszeit 3750—1500 v. Chr.,

Vitorinazeit 1500 v. Chr. bis 500 n. Chr.

Hiernach würde die Vitorinazeit zwar viel früher beginnen, als Meinig annimmt, aber immerhin bis in die Völkerwanderung hineinreichen.

Wahrscheinlich verlegt jedoch auch Samter die Vitorinazeit zu nahe an die geologische und historische Gegenwart. So schwierig es ist, über Fragen, die diesem Grenzgebiet zwischen Geologie und vorgeschichtlicher Altertumswissenschaft angehören, zu einigermaßen klaren Anschauungen zu gelangen, dürfte doch so viel gewiß sein, daß die Ostsee schon rund

tausend Jahre vor Beginn unserer Zeitrechnung ihre heutige Gestalt besaß.

Während der Vitorinazeit haben nämlich die nordischen Völker die ganze Entwicklung der neolithischen Kultur durchgemacht. Im Anfang wohnte an den Ostseeküsten ein Fischervolk, das sich noch ganz roh behauener Steinwerkzeuge bediente und, nach dem Inhalt der Kjökkenmøddinger zu schließen, überhaupt auf einer recht niedrigen Kulturstufe stand. Welcher Rasse diese Stämme angehörten, ob es Germanen, Kelten oder Mongolen (Lappen, Finnen) waren, ist gänzlich unbekannt. Der allmähliche Aufstieg der Kultur läßt sich dann besonders gut im südlichen Norwegen nachweisen, wo im Lauf der Vitorinazeit immer vollkommenere Steinwaffen in Gebrauch kamen. Es ist höchst wahrscheinlich, daß schon zur Zeit der Eichemwälder Germanen an den Küsten des Vitorinameeres wohnten, Steinzeitgermanen, die in späteren Jahrhunderten, als südliche Kultureinflüsse sich im Norden geltend machten, zum Gebrauch der Metalle übergingen. Im eigentlichen Germanien geschah dies etwas früher als in den skandinavischen Ländern, wo nach Sophus Müller die Bronzezeit um 1100 v. Chr. Eingang fand. Die im Süden der Ostsee wohnenden Völker empfingen die Bronze vielleicht noch während der Vitorinazeit, für Skandinavien aber steht fest, daß ihre Einführung erst zu Beginn der gegenwärtigen Periode (Mhazeit, vgl. unten) stattfand. Als äußerste Grenze der Vitorinazeit hätten wir also das Jahr 1100 v. Chr. anzunehmen. In dem Zeitraum, als die Bronzezeit sich schrittweise von Südosteuropa aus über die germanischen Länder verbreitete, d. h. zwischen 1500 und 1000 v. Chr., mag sich das Vitorinameer allmählich in die heutige Ostsee verwandelt haben.

Dies geschah durch eine nicht gerade bedeutende Landhebung. Wie oben erwähnt wurde, empfing das Vitorinameer starke salzreiche Zuflüsse aus der Nordsee, mit der es durch breite und ziemlich tiefe Straßen in Verbindung stand. Zu Beginn des gegenwärtigen Zeitalters hob sich nun der Meeresboden, die seit der Anzyluszeit überfluteten Küstenstreifen tauchten, wenn auch nicht im früheren Umfang, wieder auf, und die Kanäle zwischen beiden Meeren wurden so leicht, daß nur noch ein schwacher Salzwasserstrom hindurchgelangte. Infolgedessen nahm der Salzgehalt des Ostseewassers erheblich ab, und zwar am stärksten im Norden und Osten, wo ihm die schwedischen

und russischen Flüsse große Mengen süßen Wassers zuführen. *) Hier, zwischen der schwedischen und russischen Küste, gleicht jetzt wieder die Ostsee, wie in der Anzpluzeit, einem großen Binnensee, dessen Wasser zwar noch ein wenig salzig ist, aber doch schon echten Süßwasserschnecken, den Linnäen oder Schlamm-schnecken, Gelegenheit zum Leben bietet. Verhältnismäßig salzreich blieb dagegen der süd-

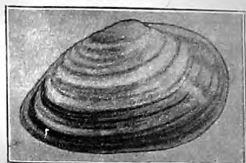


Abb. 73. Die gemeine Sandmuschel (*Mya arenaria*).

westliche, zwischen den dänischen Inseln und Mecklenburg gelegene Teil des Beckens; hier konnten die Strandschnecke und einige andere Bewohner der alten Vitorina-see weiter existieren und sich bis auf unsere Tage erhalten. Im ganzen übrigen Gebiet wurden sie von einer neu einwandernden Fauna verdrängt, deren Hauptvertreter die gemeine Sand- oder Klaffmuschel (*Mya arenaria*, Abb. 73) ist. Im Vitorina-meer völlig unbekannt, charakterisiert sie die gegenwärtige

*) Nach G. Wegener beträgt der gegenwärtige Salzgehalt des Ostseewassers (in der Obersicht) bei Fehmarn 1,33%, bei Rügen 0,80%, bei Öland 0,64%, bei Umea 0,39% und am Nordende des Botttnischen Meerbusens nur noch 0,26%. Dagegen beträgt der Salzgehalt des Nordseewassers im Mittel 3,5%.

tige Periode der Ostsee, die man deshalb als Myazeit bezeichnet. Das Tier, ein Brackwasserbewohner, gräbt sich im sandigen Strande kleine Löcher, in denen es sich so weit verbirgt, daß nur noch die Spitzen der Mantelröhren hervorragen. Bei der leisesten Störung zieht es blitzschnell die Siphonen ein und verschwindet vollständig im feuchten Sande.

Daß der Myazeit eine lange Dauer beschieden sein wird, ist nach all den vorausgegangenen Veränderungen nicht wohl anzunehmen. Die Hebungen, denen die heutige Ostsee ihre Gestalt verdankt, sind an den deutschen Küsten zum Stillstand gelangt, schreiten aber in Schweden, wie das langsame Sinken des Meerespiegels zeigt, noch fort. Bei Besprechung der Strandverschiebungen (Bd. I, S. 201 ff.) bin ich näher auf diese merkwürdigen Erscheinungen eingegangen. Sie lehren uns, daß die geologischen Kräfte, die seit Abschluß der Eiszeit dem Ostseebecken unablässig neue Formen aufprägen, auch in der Gegenwart ihr Werk fortsetzen. Zurzeit ist ihre Tendenz darauf gerichtet, den nördlichen Teil des baltischen Meeres trocken zu legen. Daß es je dahin kommt, ist allerdings kaum anzunehmen; weit eher dürfte die gegenwärtige Hebung nach einigen Jahrtausenden von einer neuen Senkungsperiode abgelöst werden, die dann möglicherweise zu einem zweiten Vitorina-stadium führen wird.

Gliederung des Alluviums im norddeutschen Küstenland (zum Teil nach H. Menzel).

Stufe	Herrschende Waldbäume	Herrschende Säugetiere	Klima
Myazeit	Im Osten Buche und Erle	Rothirsch, Reh	Feucht und etwas kühler
Vitorinazeit	im Westen Erle und Heidekraut	Rothirsch	
Anzpluzeit	Eiche	Elch	Warme Trockenperiode (Bildung des Grenzforsts)
	Birke und Kiefer		Feucht, zunehmende Erwärmung
Nordiazeit	Silberwurz, Zwergbirke Polweide, Tundrenflora	Renntier Steppentiere	Feucht, kalt
		Mammut, Nashorn	Trocken, kalt

Zweiter Abschnitt

Die großen süddeutschen Ebenen

Erstes Kapitel. Das Alpenvorland.

1. Übersicht. Die ältere Molasse.

Die schwäbisch-bayerische Hochebene, jene weite, zum großen Teil ganz ebene Fläche zwischen Donau und Alpenrand, ist wie die norddeutsche Tiefebene ein altes, von tertiären und diluvialen Ablagerungen verschüttetes Becken.

Durchquert man dieses Becken, etwa von Regensburg über München nach Schliersee, mit der Eisenbahn, so fährt man anfänglich durch eine Hügellandschaft mit auffällig unruhigen Oberflächenformen: ohne ein bestimmtes Gesetz der Verteilung zu zeigen, wechseln Erhöhungen und Vertiefungen des Geländes in ganz unregelmäßiger Weise miteinander ab, so daß ein Gewirr von Kuppen und Hügelrücken entsteht, zwischen denen sich Bäche und Flüsse in mannigfachen Windungen ihren Weg suchen. Auf den ersten Blick glaubt man eine Grundmoränenlandschaft zu sehen, aber das Gebiet liegt außerhalb der eiszeitlichen Vergletscherung; Hügel und Kuppen bestehen größtenteils aus jungtertiären Schichten (obere Meeres- und Süßwassermolasse), und aus dem Diluvium stammt, abgesehen von Flußschottern, nur der Löß, der in zahllosen Flecken auf den Höhen und an den Talhängen auftritt und die außerordentliche Fruchtbarkeit des Landstrichs bedingt („Bayerns Kornkammer“).

Nähert man sich nun der Münchener Gegend, so gewinnt die Landschaft mit einem Mal ein ganz anderes Aussehen: die kupigen Höhen, die anmutigen Waldtäler und Wiesengründe verschwinden, und eine reizlose, mit Moor und Heide bedeckte Ebene dehnt sich nach allen Seiten aus. Es ist das Gebiet des Niederterrassenschotter, einer fluvioglazialen Ablagerung der jüngsten Eiszeit. Noch immer befinden wir uns außerhalb des Bereichs der eigentlichen Vergletscherung, aber an Stellen, wo die Aussicht nach Süden frei ist, erkennen wir wohl in der Ferne die

niedrigen, dunkel bewaldeten Moränenketten. Die ganze weite Kiesebene ist überaus eiförmig, nur das tief eingeschnittene Startal bringt mit seinen steilen, grün bewachsenen Gehängen ein wenig Abwechslung in das Bild. Im übrigen herrschen im Norden Heide und Moor (Garchinger Heide, Dachauer Moos), dann folgt München mit seinem Häusermeer und daran schließen sich im Süden ausgedehnte Fichten- und Kiefernforste.

München selbst ist zum größten Teil auf Niederterrassenschotter erbaut, nur die niedrigsten Stadtteile (Au und der Westen von Giesing) liegen auf ganz jungen Aufschwemmungen der Isar. Den tieferen Untergrund der Stadt bildet der sandige, glimmerreiche Flinkz, der Absatz eines großen jungtertiären Süßwassersees; er hat, nach den Bohrungen und Kanalbauten zu urteilen, ein ähnliches höchst unregelmäßiges Relief wie die Tertiärlandschaft im Norden der Hochebene. Mehrere schluchtenartige Furchen durchziehen ihn, ganz unabhängig von den gegenwärtigen Oberflächenformen, z. B. von der Ludwigsbrücke zum Maximiliansplatz und über das Siegestor nach Schwabing; dazwischen ragen inselartige Erhöhungen auf, Kuppen und Hügel des alten, vorzeitlichen Erdbodens, die stellenweise der heutigen Oberfläche bis auf wenige Meter nahekommen. Dieser Umstand ist von Wichtigkeit für die sanitären Verhältnisse der Stadt; denn der Flinkz ist im allgemeinen für Wasser undurchlässig, und so hängt die Höhe des Grundwasserstandes in den verschiedenen Stadtteilen ganz von den wechselnden Formen des tertiären Untergrundes ab.

Ein paar Wegstunden südlich von München beginnt die dritte Zone des Alpenvorlandes, die anmutige, durch eine Fülle schöner Bilder ausgezeichnete Moränen- und Seenlandschaft (vgl. Bd. I, S. 289). Nach dem Gebirge zu geht sie allmählich in ein tertiäres Bergland (vierte Zone) über, dessen Schichten bereits an der Alpenfaltung teilgenommen haben

(Abb. 74). Im Gegensatz zum Hügelland an der Donau, wo die jüngere, miozäne Molasse vorherrscht, haben hier am Fuß des Hochgebirges alttertiäre, oligozäne Ablagerungen das Übergewicht. Zur Oligozänzeit schlutete auf der bayerischen Hochebene ein salziges Meer, das dann später seinen Zusammenhang mit dem Ozean einbüßte und sich in ein halb brackisches, halb süßes Binnenmeer verwandelte. In den Lagunen und Buchten, in den Strandseen und Sümpfen entstanden aus der üppigen Ufervegetation jener Zeit die mächtigen, bei Miesbach, Penzberg usw. abgebauten Braunkohlenlager.

Die Schichten dieser älteren Molasse erheben sich hier und da zu ansehnlichen Bergen, die dank ihrer freien Lage und der unmittelbaren Nähe der steilen Hochgebirgsmauern im Ruf hervorragender und berühmter Ausichtsberge stehen. Vor allen anderen zeichnet sich durch Pracht seines Panoramas der Hohe Peißenberg aus, von dem man gen Süden die runden Kuppen und breiten Rücken der Flyschberge sieht, überragt von den zackigen Wetterstein- und Karwendelketten; gen Norden aber schweift der Blick über das sanftgewellte Moränenland zu beiden Seiten des Starnberger- und Ammersees; dahinter breitet sich, bei klarem Wetter gut übersehbar, die Münchener Schotterebene aus, und endlich schließen am äußersten nördlichen Horizont die Höhen des tertiären Hügellandes das ebenso prächtige wie geologisch lehrreiche Bild ab. Auch der innere Bau des Peißenbergs ist ungemein interessant und in mancher Hinsicht ein noch ungeklärtes, geologisches Problem; denn die Molasse-schichten in seinem Kern sind nicht nur steil ausgerichtet, sondern sogar überkippt, so daß die jüngere, miozäne Molasse von der älteren, oligozänen überlagert wird, — ein Zeugnis für die unerhörte Gewalt, mit der sich selbst hier, im niedrigen und flachen Alpenvorland, die gebirgsbildenden Kräfte betätigt haben. *)

Ähnliche Blicke wie der Peißenberg bieten der Taubenberg bei Miesbach, der Hochberg bei Traunstein und noch manch andere dieser bequem und leicht zu erreichenden Molassegipfel.

Die Gliederung der Hochebene in vier

ziemlich scharf getrennte Zonen tritt am deutlichsten im eigentlichen Bayern hervor, also auf dem Biedel zwischen Lech, Donau, Inn und Alpen. Weiter westlich (im bayerischen Schwaben) schrumpft die bei München so breit entwickelte Schotterebene zu einem schmalen Streifen zusammen, dem keine landschaftliche Bedeutung mehr zukommt. Hier ist auch die Molassezone kaum vom Hochgebirge zu trennen; zwar bleibt das Miozän auf den äußersten Rand beschränkt und steigt nur noch gelegentlich, z. B. im Pfänder bei Bregenz, zu bedeutender Höhe auf, aber die oligozäne Molasse erstreckt sich weit in die Algäuer und Vorarlberger Alpen hinein und baut aus ihren Sandsteinen

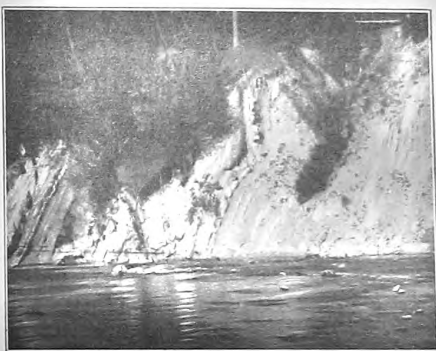


Abb. 74. Profil an der Leisach bei Frauenried. Gefaltetes Alttertiär (Speyenschichten). (Phot. Neuenhaus.)

und Konglomeraten langgezogene, geradlinige Ketten auf, deren bekanntester Gipfel, der Stuiben bei Immenstadt, 1765 m Höhe erreicht (noch etwa 60 m höher ist das benachbarte Kindalhorn).

Wir haben bislang nur vom Diluvium und Tertiär gehört. Finden sich denn im Alpenvorland gar keine älteren Formationen, wenn auch nicht in zusammenhängenden Massen, so doch vielleicht als einzelne Schollen, ähnlich den „Inseln“ älterer Gesteine im norddeutschen Tiefland?

Nirgends hat man bislang derartige Überreste entdeckt, und da die schwäbisch-bayerische Hochebene eins der geologisch am besten bekannten Gebiete ist, so darf man wohl behaupten, daß sie überhaupt nicht vorhanden sind. Meines Wissens liegen auch keine Tiefbohrungen vor, die uns über die Frage, wie der tiefere Untergrund des Alpenvorlandes beschaffen sei, Auskunft geben könnten.

Unter diesen Umständen ist es außerordent-

*) Einige Beobachter, namentlich R. Bartling und Stuchlik, glauben die Tektonik des Hohen Peißenbergs ohne Annahme einer Überkipfung der Schichten erklären zu können. Eine endgültige Klärung steht noch aus.

lich schwierig, von der älteren (vortertiären) Geschichte des Gebietes sich ein Bild zu machen. R. W. v. Gümbel, dem die Wissenschaft zahlreiche treffliche Arbeiten über die Geologie Bayerns verdankt, vertrat die Meinung, daß im Mittelalter der Erdgeschichte ein uraltes, kristallinisches Massiv, das sogenannte vindelizische Urgebirge, an Stelle der heutigen Hochebene zum Himmel ragte. Er glaubte so die auffällige Verschiedenheit der Trias-, Jura- und Kreideablagerungen zu beiden Seiten des Alpenvorlandes am einfachsten erklären zu können. Dieses vindelizische Gebirge hätte Jahrtausenden hindurch als Scheidewand zwischen zwei Meeren gelegen, einem nördlichen, in dem die Juraschichten der schwäbischen und fränkischen Alb, die Kreideschichten der Oberpfalz usw. zum Abfluß kamen, und einem südlichen, das den Platz der gegenwärtigen Hochalpen einnahm. In der Tat sind die Unterschieden zwischen alpinem und schwäbischem Jura, zwischen alpiner und Regensburger Kreide so bedeutend, daß man unmöglich annehmen kann, alle diese Bildungen seien in einem und demselben, von Italien bis nach Norddeutschland flutenden Ozean entstanden. Schon die Gesteine weichen, was Zusammensetzung und Struktur betrifft, stark voneinander ab, noch mehr aber tun dies die Fossilien; denn während z. B. im Oberpfälzer Kreidemeer annähernd die gleiche Tierwelt lebte wie im sächsischen und böhmischen, finden wir in den Alpen schon eine ausgesprochen südeuropäische Kreidafauna, in der jene seltsamen, dickschaligen Muscheln, die Rudisten und Ziegenmuscheln, neben eigenartigen Schnecken (Akkäonellen, Nerineen, vgl. Bd. I., S. 27) das Übergewicht haben.

Daraus ergibt sich, daß zur Kreidezeit — und für die Juraperiode darf man das gleiche annehmen — die Lebensbedingungen im Norden des heutigen Alpenvorlandes andere waren als im Süden; und wenn vielleicht auch kein hochaufragendes Gebirge die beiden Meeresbecken und Tierprovinzen voneinander schied, so muß sich doch quer durch die jetzige Hochfläche ein Landstreifen, vielleicht eine Halbinsel des böhmischen Festlandes, erstreckt haben.

An der Erdoberfläche haben sich, wie gesagt, keinerlei Überreste dieser Scheidewand erhalten. Früher glaubte man allgemein, die im Fels der Alpen stehenden Blöcke fremdartiger Gesteine, die in den heutigen Alpen gar nicht anstehend vorkommen, seien verstreute Trümmer des von der Oberfläche ver-

schwundenen Zwischengebirges. Nach neuerer Auffassung stammen jedoch die exotischen Blöcke aus dem Untergrund der Alpen selbst und sind bei der Deckenwanderung in den Fels hineingepreßt worden (vgl. Bd. I., S. 358).

Die vindelizische Insel oder Halbinsel scheint erst um die Mitte der Oligozänzeit versunken zu sein. Es ist dies die gleiche Periode, in der aller Wahrscheinlichkeit nach der Einbruch der oberherinischen Tiefebene seinen Anfang nahm und auch weite Gebiete Norddeutschlands vom Meer überslutet wurden (Absatz des Septarientons). Das gesamte Land nördlich der Alpen stand bis nach Skandinavien hinaus im Zeichen gewaltiger Senkungen, während sich im Süden die alpinen Ketten immer höher über die umgebenden Meeresbecken erhoben. Wahrscheinlich waren beide Vorgänge, hier Hebung, dort Senkung, bis zu gewissem Grade voneinander abhängig: durch das Emporwachsen der Alpen war das Gleichgewicht des europäischen Festlandes gestört, und zum Ausgleich brachen nun bedeutende Teile des Vorlandes in die Tiefe; das aus den Alpen verdrängte Meer floß nordwärts ab und nahm die neu entstandenen Vertiefungen in Besitz. Land und Meer hatten also gewissermaßen den Platz getauscht und blieben nun lange Zeit in ihrer neuen Lage, bis am Ende der Miozänzeit die Hebungen auch auf das Vorland übergrieffen und es in seiner ganzen Ausdehnung trocken legten.

Das älteste Schichtensystem der Hochebene, die untere Meeresmolasse, stammt schon aus jungoligozäner Zeit, ist also gleichalterig mit den „Sternberger Kuchen“ und dem Zypressenmergel des Mainzer Beckens, den wir im nächsten Kapitel kennen lernen werden. Neuere Beobachter unterscheiden in dieser ältesten Molasse zwei Fazies oder Ausbildungsweisen: den versteinungslosen Tieffseeton und die an seichteren Plätzen des Meeres abgesetzten Zypressenschichten, genannt nach der stellenweise massenhaft darin vorkommenden Leitmuschel *Cyprina rotundata*, die der auf S. 65 abgebildeten *Cyprina islandica* sehr ähnlich ist.

Der Tieffseeton, den man am linken Flußufer bei Tölz (oberhalb der Flußbrücke) vorzüglich aufgeschlossen findet, ist ein einförmiger, grauer, kaum geschichteter Mergel. Fossilarmut und Mangangehalt kennzeichnen ihn als Tiefseeeablagerung. Hier und da überzieht manganhaltiger Braunkies die Klustflächen und färbt sie schokoladefarbig; besucht man eine solche

Stelle mit Salzsäure, so entsteht lebhafter Chlorgeruch.

Gleichzeitig mit diesem Tonmergel wurden in der Flachsee die versteinungsreichen Zyprenen-schichten abgelagert. Es sind dies hauptsächlich graue Sandsteine, zwischen die sich gröbere Lagen verkitteter Gerölle (Konglomerate) einschließen. Aus den weichen, tonhaltigen Zwischenschichten der Sandsteine lassen sich die versteinerten Schalen leicht herauslösen. Man trifft hier ganze Bänke und Reiter von Austern, Zyprenen, Turmschnecken, Herzmuscheln usw., auch manche uns schon aus dem norddeutschen Septarienton bekannte Arten wie die den Kegelschnecken nahestehende *Pleurotoma Selysii* (Taf. I, 7), das flandrische Tritonshorn (I, 4) und das Elefantenzähnechen (II, 11). Bezeichnend für diese Schichten sind, abgesehen von der Hauptleitform *Cyprina rotundata*, zwei Austern: *Ostrea callifera* und *cyathula*. Unfern des oben erwähnten Tieffseetonaufschlusses bei Bad Tölz treten am anderen Flußufer, und zwar an den Abhängen des Kalvarienberges, auch die Zyprenen-schichten zu Tage; hier sowie am nahegelegenen Buchberg, im Lochergraben bei Miesbach und bei Drachentäl im Leizachtal wird man leicht eine Anzahl charakteristischer Versteinerungen der unteren Meeresmolasse einsammeln.

Ganz andere Schichten bildeten sich zur selben, jungoligozänen Zeit an den Mündungen der ins Molassemeer strömenden Flüsse. Neben den echt marinen Schalthieren, die mit der Flut in die Flußmündungen gelangten, erscheinen hier zahlreiche, im Brack- und Süßwasser heimische Tierformen, z. B. Zyprenen, Cerithien, Dreißensien, Flußmuscheln, Sumpfschlamm- und Teller-schnecken, ja sogar eingeschwemmte Landschnecken (mehrere Arten von *Helix* und *Clausilia*). Als wichtigstes Leitfossil dieser Brackwasser-molasse gilt die dreieckig-ovale, konzentrisch gestreifte Muschel *Cyrena semistriata* (Taf. II, 3), die an den langen, leistenförmigen Seitenzähnen ihres Schlosses zu erkennen ist. Die Art ist ausgestorben, ihre nächsten Verwandten leben heute in schlammigen Flußmündungen der warmen Zonen. Manche mergelige Zwischlagen bestehen fast ausschließlich aus den Schalen dieser Zyprene, andere aus Gehäusen des *Cerithium margaritaceum* (Taf. II, 2) oder der *Ostrea cyathula* (vgl. auch Abb. 2 der Tafel hinter S. 128).

Nach ihrem Hauptleitfossil nennt man den ganzen Schichtentkomplex der Brack- und Süß-

wassermolasse die Zyprenen-schichten. Sie sind es, die bei Miesbach, Hausham, Penzberg und am Peißenberg mächtige, erst zum kleinen Teil abgebaute Braunkohlenflöze einschließen. Diese oberbayerische Braunkohle zeichnet sich durch dichte, gleichmäßige Beschaffenheit aus und besitzt oft einen so hohen, pechartigen Glanz, daß sie äußerlich von einer mageren echten Steinkohle kaum zu unterscheiden ist. Da sie nicht verkohlt und im Feuer nicht brennt, eignet sie sich vorzüglich zur Kessel-fernung.

Die reichen Kohlenlager Oberbayerns entstanden aller Wahrscheinlichkeit nach in aus-

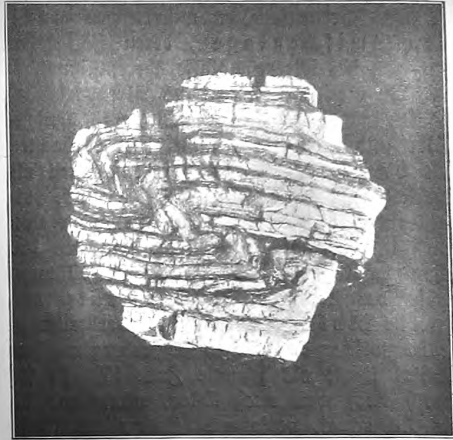


Abb. 75. Faltung und Überschiebung.
Handstück aus den oberen Oligozän-schichten des Kohlenbergwerks Hausham b. Miesbach. (Kohle wechsellagernd mit tonigem Gestein).

gedehnten Waldhümpfen am Saum der allmählich untersinkenden Küste des Molassemeers, sind also größtenteils autochthon (vgl. S. 55). Über die damalige Pflanzenwelt geben uns die aus der sogen. Blättermolasse stammenden Funde Aufschluß. Wie die mitteleuropäische Braunkohlenflora überhaupt (vgl. S. 54), gleicht sie in ihren Hauptzügen der heute in Louisiana, Florida und Südkarolina heimischen Vegetation; doch fehlen dieser die in der Molasse gleichfalls weitverbreiteten ostasiatischen und australischen Gewächse. Wie warm das Klima war, zeigt die Häufigkeit der Zimt-, Seifen-, Feigenbäume und immergrünen Eichen, auch das Vorkommen der merkwürdigen indischen Schlingpflanze *Po-rana*; ein prächtiger Strauch mit glänzenden, gefiederten Blättern und gelben Blütentrauben war *Cassia Berenices*; ein Farn mit kurzem, hol-

zigem Stamm, der eine breite Krone prachtvoller Wedel trug, hat den Namen *Lastraea styriaca* bekommen. Zahlreiche, in den Peißenberger Flözen stehende Zypressenhölzer machen es wahrscheinlich, daß der herrschende Sumpfwaldbaum auch hier die virginische *Sumpfzypresse* oder eine ihr sehr nahe stehende Art war.

Hin und wieder (bei Sturm- oder Erdbebenfluten) drang das Meer in die Strand- und Sumpfe ein und hinterließ bei diesen rasch vorübergehenden Überschwemmungen dicke Sand- und Schlammsschichten, in denen die Schalen der von der Flut mitgerissenen Meerestiere stecken. So erklären sich die ganz unvermittelt in den Zhyrenenschichten auftretenden marinen Zwischenlagen, deren Fossilgehalt mit dem der Meeresmolasse übereinstimmt.

Am manchen Stellen des Alpenvorlandes, z. B. am Nordfuß des Buchbergs zwischen Tölz und Heilbrunn, kann man beobachten, wie die eintönig-grauen Zhyrenenschichten allmählich in ein auffallend buntes, rot-, gelb- und grünschattiertes Tongestein übergehen. Das ist abermals eine neue, von den drei schon besprochenen abweichende Ausbildungsweise der Molasse, die sogen. rote oder bunte Molasse, deren Hauptverbreitungsgebiet zwischen dem Hohen Peißenberg und dem Lechtal liegt; als schmale Zone läßt sie sich jedoch noch weit nach Osten, mindestens bis ins Leitzachtal, verfolgen. Interessant ist sie nur wegen ihrer so überraschend wirkenden Färbung; denn Kohlenflöze fehlen ihr gänzlich, und auch Verfeinerungen sind außerordentlich selten. Woher stammt nun der vorherrschend rote Farbenton dieses Schichtenkomplexes?

Von allen Erklärern, die sich um dieses Problem bemühten, scheint mir H. Stucklik die beste Lösung gefunden zu haben. Nach ihm ist die bunte Molasse oligozäner Kontinental-schlamm, abgelagert von den ins Molassemeer mündenden Flüssen des Alpenfestlandes (das damals noch keine Hochgebirge trug). Nun besitzt zwar der Kontinental-schlamm, wie wir früher sahen,*) im allgemeinen eine blaue Färbung; aber in tropischen Gegenden, wo die Gesteine zu Laterit verwittern und die Flüsse vorwiegend roten, lateritischen Schlamm mit sich führen, bildet dieser das herrschende Sediment der küstennahen Gewässer. So ist es z. B. an der brasilianischen Küste, wo die beiden Riesenströme, der Ori-

noso und Amazonasstrom, tagtäglich ungeheure Massen Rotschlamm absetzen. Heutzutage entsteht in unseren Breiten kein Laterit, aber unter dem Einfluß des heißen, feuchten Klimas, wie wir es auf Grund der Pflanzenfunde für die Oligozänzeit voraussetzen, trug wohl auch das Alpenland eine mächtige Lateritbede, die von den Flüssen erodiert und als feiner Schlamm ins Meer geschwemmt wurde.

Allerdings ist nicht die ganze bunte Molasse rot gefärbt, vielmehr kommen auch grüne, gelbe und graue Partien vor. Das beruht wohl zum Teil auf späterer Zersetzung, indessen zeigt auch mancher festländischer Laterit einen ähnlichen Farbenwechsel.

Die Wiege dieser verschiedenartigen Ablagerungen, das bayerisch-schweizerische Molassebecken, war eine langgestreckte Bucht des großen, über ganz Südeuropa ausgebreiteten *Tethysmeeres* (vgl. die Karte auf S. 44). Die am Nordufer und in der Mitte der Bucht abgesetzte Oligozänmolasse kennen wir nicht, wenigstens nicht auf bayerischem Gebiet, weil sie überall unter mächtigen jungtertiären und diluvialen Schichten versteckt ist. Nur am Fuß des Hochgebirges, also im äußersten Süden der Hochebene, ist die Molasse durch Faltungen so stark gehoben, daß sie auf weite Strecken zutage tritt und wie ein schmaler Gürtel die Alpen umrandet. Hier lag die Südküste der vorerwähnten Bucht, hier bildeten sich in schlammigen Flußmündungen, in seichten Lagunen, Strandseen und Sümpfen die Zhyrenenschichten mit ihren wertvollen Braunkohlenlagern. An diese halb zum Land, halb zum Meere gehörende Zone schloß sich zunächst die Flachsee, wo zweierlei Sediment sich absetzte: Kontinental-schlamm (bunte Molasse) und verfeinerungsreiche Mergel (Zhyrenenschichten). Erst dahinter begann das tiefere Meer, dessen Grund ein eintöniger, grauer, fast fossilereicher Ton bedeckte.

Im Schweizer Oligozän lassen sich ebenfalls Salz-, Brack- und Süßwasserschichten unterscheiden. Oligozäne und miozäne Molasse zusammen füllen den breiten Raum zwischen dem Zuragebirge und den Alpen aus; im Norden flach und fast ungestört lagernd, beginnen die Schichten mit Annäherung an die Alpen allmählich sich aufzurichten; es zeigen sich zuerst flache Gewölbe, dann steil stehende Schichtmassen, und schließlich wird aus dem welligen Hügelland eine stark gefaltete, bis zu 1800 m Höhe aufragende Hochgebirgskette (Napf, Rigi, Roßberg, Speer usw.). Auch im Felsmaterial

*) Vgl. Bd. I, S. 177—179.

tritt ein Wechsel hervor. In der ganzen Tief-schweiz ist das herrschende Molassegestein ein weicher, feinkörniger Sandstein, aus dem die Mehrzahl der Häuser in Basel, Zürich, Bern (daselbst große Steinbrüche), Genf usw. erbaut sind. Nach dem Gebirge zu wird er immer gröber und geht endlich in typische Nagelfluh über, die z. B. am Rapp eine Mächtigkeit von 1000 m erreicht und auch an den Abhängen des Rigi sehr stark entwickelt ist. Ihre Gerölle sind zum Teil kopfgroß und mit Eindringen versehen, die sie sich gegenseitig beibracht haben.

Auch am Bodensee, namentlich zu beiden Seiten des Überlinger Sees, ist die oligozäne Molasse prächtig aufgeschlossen. Es handelt sich hier wieder um helle, grünlichgraue, weiche Sandsteine, die in Lagunen oder breiten Flußmündungen abgelagert wurden, also zur „Süßwassermolasse“ gehören. An ungeschützten Stellen werden diese lockeren Schichten rasch zerstört und abgetragen; nun enthält aber der Sandstein viele kleine Bänke und Knollen von hartem Kalk, die in ähnlicher Weise schützend auf ihre Unterlage wirken wie die Blöcke der Tiroler Erpyramiden (vgl. Bd. I, S. 225). Solche mit harten Klappen versehene Felspartien bleiben noch viele Jahre stehen, wenn die übrige Sandsteinmasse längst fortgewaschen ist, und schmücken als malerische Felszacken die Gehänge des Überlinger Sees (Abb. 76).

Bei Waltersweil unweit Schaffhausen hat man in der Süßwassermolasse eine reiche versteinernte Pflanzenwelt entdeckt, deren Zusammensetzung auf eine mittlere Jahrestemperatur von 18–20° C schließen läßt, während jetzt die Bodenseegegend nur eine solche von 8° C besitzt. Am auffälligsten ist das Vorkommen einer Fächerpalme (*Sabal major*), die mit der bekannten Schattenpalme der Antillen die größte Ähnlichkeit hat. Nach D. Heer besaß sie einen kurzen, dicken Stamm, der mit einem Bündel breiter Wedel gekrönt war. Rumpfer- und Zimt-bäume, deren nächste Verwandte jetzt im südlichen Japan wachsen (erstere auch auf Sizilien und Madeira), immergrüne Eichen, Feigen- und Lorbeer-bäume, amerikanische und persische Nußbäume, Kaffien (vgl. S. 99) und Myrizen, die in Sümpfen und Mooren ein dichtes, zum Teil immergrünes Buschwerk bildeten, vervollständigen das Bild einer üppigen, halbtropischen Waldflora, deren Elemente heute über alle Weltteile zerstreut sind.

2. Die jüngere (miozäne) Molasse.

In dem jungtertiären Hügel-land, der nördlichsten der vier Zonen des Alpenvorlandes (vgl. S. 96), tritt uns eine schon früher erwähnte Eigentümlichkeit der Tertiärformation in besonders auffälliger Weise entgegen, nämlich die außerordentliche Mannigfaltigkeit und der rasche Wechsel der Schichtabläge. Sind schon die echt marinen Ablagerungen („obere Meeresmolasse“) bald als Sandsteine, Konglomerate und lockere Sande, bald als Tone, Mergel und



Abb. 76. Felsbildungen in der oligozänen Süßwassermolasse am Rotweiler bei Sipplingen (Nordufer des Überlinger Sees). (Phot. Lauterwasser.)

Kalke entwickelt, so erreichen bei den Braß- und Süßwasserablägen die Faziesunterschiede einen solchen Grad, daß sich die Fülle der verschiedenartigsten Bildungen kaum noch übersehen läßt. Zu diesen wechselvollen Sedimenten gesellen sich im äußersten Westen, im Hegau, gar noch vulkanische Gesteine. Bei solcher Mannigfaltigkeit des Schichtenbaues muß ich mich auf die Besprechung einiger weniger Ablagerungen beschränken, die wegen ihrer weiten Verbreitung oder ihres reichen Fossilinhalts besonderes Interesse verdienen.

Wenn wir oben zwischen dem jungtertiären

Hügelland längs der Donau und den alttertiären Bergzügen zu Füßen des Alpenwalls unterschieden haben, so ist das nicht so zu verstehen, als ob im Süden der bayerisch-schwäbischen Hochebene gar kein Jungtertiär vorhanden wäre. Gegen Ende der Oligozänzeit versank die Alpenküste, an der die oberbayerische Braunkohlenformation entstand, allmählich im Molassemeer; daher finden wir über den jüngsten Pyrenenschichten eine marine, aus groben Sandsteinen und Konglomeraten zusammengesetzte Strandbildung. Die darin eingebetteten Muschelschalen und Treibholzreste sind häufig zerbrochen und abgerollt, wie dies am Strande stürmisch brausender Meere der Fall zu sein pflegt. Sie bilden häufig wahre Muschelbänke mit unzähligen Schalen von Aустern, Kamm- und Herzmuscheln, Turmschnecken usw.; in bestimmten Lagen stellen sich auch Unmengen von Moostiergehäusen und Balanenschalen*) ein. Das wichtigste Zeitsymbol ist die große, längliche Auster *Ostrea crassissima* (Taf. III, 11). Allmählich sank nun die Küste immer tiefer, und die ehemalige Brandungszone kam in tiefes, ruhiges Wasser zu liegen; jetzt entstanden keine aus Strandgeröll zusammengebackenen Konglomerate mehr, sondern gleichmäßige, feinkörnige Sandsteine, die oft so fest verkittet sind, daß sie ein wertvolles Baumaterial abgeben (Steinbrüche bei Bregenz, Weiler, Rempten usw.). Ihre ins Grüne spielende Farbe rührt von beigemengtem Glaukonitkörnern her.

Diese „Muschelsandsteine“ sind im nördlichen Aargau, im Klettgau und Hegau, überhaupt im ganzen badischen Seekreis bis hinauf zur oberen Donau bei Sigmaringen weit verbreitet. Neben der vorerwähnten Riesenauster ist die Turmschnecke *Turritella turris* (Taf. III, 4) eine der häufigsten Versteinerungen; geradegu massenhaft aber finden sich an vielen Stellen die glatten, scharfkantigen, vorn zugespitzten Haifischzähne, die das Volk „Steinzungen“ oder „Vogelschnäbel“ nennt.**). Manche Gegenden des schwäbischen Molassemeers scheinen tatsächlich von diesen Raubfischen gewimmelt zu haben; konnte

doch ein einzelner Sammler innerhalb 20 Jahren allein aus den Steinbrüchen von Baltringen in Württemberg rund 60 000 Haifischzähne zusammenbringen, die sich nach Heer auf 50 verschiedene Arten verteilen! Viel seltener sind Reste von Meerestagen, Rochen und Knochenfischen, wie auch Zähne und Rippen der interessanten miozänen See- und Landkriechtiere, über die man Näheres im zweiten Kapitel dieses Abschnitts nachlesen möge. Während alle bislang genannten Tiere unzweifelhaft im Meere lebten, erscheinen hier und da in der marinen Molasse auch Schalen von Landschnecken und Knochen riesiger Landäugetiere, die zufällig ins Meer geschwemmt und mit den Überresten der Seebewohner vermischt wurden, z. B. Zähne von Mastodonten, Nashörnern, Hirschen und Hyotherien (Urschweine).

Im Norden brandete das Molassemeer an den Felsen des schwäbischen Jura-gebirges; die Küste, an der uns fast überall eine aus groben Jurageröllern aufgeschichtete Strandbildung, die sog. Juranagelfluh, begegnet, verlief etwa vom Hohen Randen über Liptingen und Meßkirch bis zur Mündung der Aach in die Donau. Hier, an den schaumbespritzten Uferfelsen, haften die Balanen, und in Löchern, die sie ins Gestein gebohrt hatten, hausten Scharen von Bohrmuscheln: Rapseln, Meerbatteln, Felsenbohrer, Köhrenmuscheln und sonstige Vertreter dieser felszerstörenden Sippe. Eine andere große Muschel, *Panopaea Menardi* (Taf. III, 3), bildet an manchen Orten der Schweiz ganze Muschellager; auch sie lebte unmittelbar am Strande, bevorzugte jedoch seinen Sandboden, in den sie sich einwühlte.

Stellenweise ist die alte, von den Bohrmuscheln angenagte Steilküste noch als anstehender Fels erhalten; aber auch wo dies nicht der Fall ist, legen die überall vorkommenden, angefressenen und durchlöcherten Kalkgerölle von der Tätigkeit der Tiere Zeugnis ab.

Donauabwärts, in der Gegend von Ulm, begegnen uns etwas andere Verhältnisse. Hier war zu Beginn der Miozänzeit noch Land, daher trägt das älteste Miozän den Charakter einer Süßwasserbildung. In kleinen, auf dem Jura-plateau gelegenen Landseen kam ein weißer, oft mergeliger Kalk zur Ablagerung. Seine Beschaffenheit wechselt; manche Lagen sind so hart, daß sie einen brauchbaren Straßenschotter liefern, andere so freudig weich, daß sich daraus Schreibkreide herstellen läßt, eine Fabrikation, die man allerdings jetzt auf-

*) Die Balanen (Seetulpen, Seepoden, Meerseicheln) sind kleine, zur Ordnung der Rankenfüßer gehörige Krebse mit tulpenförmiger, unbeweglicher Schale. Wo die versteinerten Gehäuse noch an den Felsen haften, lassen sie die damalige Grenze des Meeres und die Höhe des Wasserspiegels erkennen, da die Balanen nur an felsigen Küsten in der Spritzwasserzone leben.

**) Vgl. Abb. 9 und 10 auf Tafel „Eozän und Oligozän“ des I. Bandes.

gegeben hat. Was nun diesen Kalken besonderes Interesse verleiht, ist ihr außerordentlicher Fossilreichtum. Aus den umliegenden Wäldern haben Bäche und Regenfluten ungeheure Mengen von Landschnecken in die kleinen Seen und Teiche geschwemmt, wo sie, vermengt mit den Gehäusen der Wasserbewohner, in den kalkigen Schlamm eingebettet wurden. Vertreten sind vor allem die Schnirkelschnecken (*Helix rugulosa* und *Helix osculum* — vgl. Taf. II, 9), die Schließmundschnecken (Klausilien) und Kreismundschnecken (*Cyclo-*

lagas und der zwischen Hund und Bär stehende Amphizhon, ferner Marder, Viber und Beuteltatten (die letzten ihrer Art auf deutschem Boden) in den schwäbischen Urwäldern der Altmiozänzeit ihr Wesen trieben. Dagegen fehlten noch die Mastodonten, jene elefantenähnlichen, mit vier Stoßzähnen versehenen Rüsseltiere, die in Deutschland erst um die Mitte des Miozäns einwanderten.

Die Hauptaufschlüsse des Landschneckenkalks liegen am Hochsträß zwischen Ehingen und Ulm, sowie donauabwärts bis Thalingen.



Abb. 77. Sandgrube in der miozänen Meeresmolasse bei Zimmerholz unweit Engen, Hegau.

stoma bisuleatum), ferner die wasserbewohnenden Teller- und Platten- (Planorbis). Von *Hydrostoma* findet man in gewissen Schichten nur die kleinen, spiralig gedrehten Schalendeckel; sie liegen hier zusammen mit den verkalkten, eiförmigen Früchten des Armleuchters (*Chara*), einer noch heute in Gräben und Teichen ungemein häufigen Alge.

Auf dieselbe Weise wie die Landschnecken sind auch zahlreiche Säugetierreste in den Kalk gelangt. Da ich die tertiäre Säugetierwelt Deutschlands später ausführlich besprechen will, sei hier nur erwähnt, daß Tapire, hornlose Nashörner, Anchitherien (Vorfahren des Pferdes), Urschweine, Muntjathirsche, Zibet-

Weiter östlich fehlt jede Spur dieser interessantesten, für die Kenntnis der miozänen Landfauna hochwichtigen Ablagerung.

Etwas später schritt das Molassemeer auch über den Landschneckenkalk hinweg und bedeckte ihn mit grauen, lockeren Sandschichten („Graupensand“), in denen wieder die Riesenauster *Ostrea crassissima* eine Hauptrolle spielt. Am Ulmer Festungsberg und am Geisberg ist die Oberfläche des Landschneckenkalks von Bohrmuscheln zerfressen, ein Beweis, daß hier einst die Küstenlinie verlief; später hat dann der Sand die Löcher ausgefüllt. Schließlich aber kam der Meeresvorstoß zum Stillstand, und es begann ein Vorgang entgegengesetzter Art:

die allmähliche Ausfüllung und Verschüttung des Molassebeckens durch die einmündenden Flüsse. Die Ulmer Gegend scheint eine Bucht gebildet zu haben, durch die ein ansehnlicher Strom seinen Weg ins Meer nahm; daher finden wir hier über der etwa 14 Meter dicken Meereslandlage brackische Schichten, die eine Mächtigkeit von 20–30 Metern erreichen. Es lassen sich darin mehrere Stufen oder Horizonte unterscheiden, deren Beschreibung hier zu weit führen würde; in den untersten Sandschichten sind Sumpfschnecken (Paludinen) angehäuft, etwas höher findet man viele Herzmuscheln und Dreifüssler, ausgebrochene Brackwasserbewohner, die nur in wenigen voneinander verschiedenen Arten, dafür aber in erstaunlich großer Individuenzahl auftreten, und zu oberst herrschen winzige Süßwasserschnecken (Hydrobien, vgl. Taf. II, 7). Daß die Ulmer Bucht auch ein fischreiches Gewässer war, bezeugen die häufig vorkommenden Überreste von Barschen, Heringen, Gropfen, Steinbutten, Karpfen und Gründlingen.

Allmählich wurde nun der Salzgehalt der Bucht immer geringer, die auf Brackwasser angewiesenen Tiere verschwanden und überließen das Feld ganz und gar den Süßwasserbewohnern. Die zu dieser Zeit abgelagerten Schichten (obere Süßwassermolasse) gehören schon dem Obermiozän an, einer Periode, die mit der völligen Trockenlegung des Alpenvorlandes endigt. Auch diese jüngste Molassebildung birgt stellenweise reiche Fossil-schätze. Aus der Ulmer Gegend seien erwähnt: *Bythinia gracilis* (Taf. III, 8), eine kleine, den Hydrobien verwandte Süßwasserschnecke; *Melania Escheri* (Taf. III, 5) mit großem, turmförmigen Gehäuse, das bei den lebenden Formen meist mit einem glatten, schwarzen Überzug bedeckt ist; *Helix sylvana*, die gemeinste Schnirkelschnecke der Molasse; *Limnaeus pachygaster* (Taf. III, 1), die dickbauchige Schlammischnecke, einer heute im Ganges lebenden Art sehr ähnlich; Teichmuscheln u. a. m. Das allerobere Schichtenglied bilden die bisweilen pflanzenreichen Pföhl- oder Zapfenlande (in der Münchener Gegend „Flitz“ genannt). Sie schließen oft feste, zapfenförmige Konkretionen ein, und wo härtere Zwischenlagen vorkommen, springen diese wie Gesimse an den Abhängen vor.

Zum Sammeln der genannten Versteinerungen bietet sich bei Unter- und Oberfirchberg (südlich von Ulm), an den Steil-

hängen des Illertals und seiner Seitenschluchten die beste Gelegenheit.

Die allmähliche Ausfüllung des Molassemeers während der Miozänzeit läßt sich im ganzen Alpenvorland, von der Schweiz bis Österreich beobachten. Im Westen scheint sie sich jedoch erheblich schneller vollzogen zu haben als im Osten, wo das Becken noch mit Salzwasser erfüllt war, als sich in der Schweiz und in Schwaben schon reine Süßwasserabflüsse bildeten. Offenbar haben sich die Meeresstraßen hier früher geschlossen als dort. Ursprünglich stand ja das Molassemeer (vgl. die Karte auf S. 44) auf zwei Seiten mit dem Mittelmeer in Verbindung, im Westen durch das Rhonebecken, im Osten durch die Wiener Bucht. Hier, in Steiermark, Kroatien, Bosnien, Ungarn usw., hielt sich nun die See bedeutend länger als im Westen der Alpenkette; noch im jüngsten Miozän bedeckte diese Länder eine gewaltige, mit Brackwasser erfüllte Bucht des Südmeeres, die erst in der Pliozänzeit ihre Verbindung mit dem offenen Ozean einbüßte, aber als brackischer Binnensee noch lange Zeit fortbestand.

Im Obermiozän lagen schon weite Strecken des westlichen Alpenvorlandes trocken. Aus dieser Periode stammen die berühmten Fundschichten von Dningen, deren überaus reiche, in seltener Schönheit erhaltene Versteinerungen uns einen tiefen Blick in die damalige Naturwelt tun lassen.

Dningen liegt unfern der Stelle, wo der Rhein den Untersee verläßt, um gegen Schaffhausen zu strömen. Über dem Dorf erhebt sich der Schienerberg, ein welliges, aus Molasseschichten aufgebautes Hügelplateau, dessen steil abfallenden Nordrand die Ruinen der alten Schrozburg schmücken. Eine weite Aussicht öffnet sich hier: im Norden auf den Hegau mit seinen vulkanischen Kuppen, im Süden auf das ob- und weinreiche Hügelland des Thurgaus; dazwischen glänzt der blaue Spiegel des Bodensees, umrahmt von fernen Gebirgsketten. Zur Obermiozänzeit lagen nun auf dem Molasseplateau (das keinesfalls so hoch aufragte wie jetzt) mehrere kleine Seen, in denen sich ein weißer, äußerst feiner Kalkschlamm niederschlug. Der Zartheit dieses Materials, das selbst die berühmten Solothurner Plattenkalksteine übertrifft, ist die wunderbare Erhaltung der Dninger Fossilien, namentlich der ungemessen zahlreichen Käfer, Libellen, Wespen, Bienen, Fliegen, Spinnen, Krebse und Fische, zu verdanken.

Der Süßwasserkalk wird seit vielen Jahren in zwei am Hofgut Unter-Bühl gelegenen Steinbrüchen abgebaut (eine halbe Wegstunde oberhalb Dningen). Wie bei allen derartigen Ablagerungen, wechseln fossilreiche und fossilarme Schichten miteinander ab. Eine der tiefsten Lagen des unteren Bruchs bildet die Insekten-schicht. Obwohl nur 3 cm mächtig, besteht sie aus etwa 250 aufeinandergeschichteten papierdünnen Kalktafeln, auf denen die versteinerten Pflanzen und Insekten liegen, oft in so wunderbar schöner Erhaltung, daß sie wie gemalt aussehen. Oswald Heer, der in vieljähriger Arbeit die Dninger Fundstätten in allen ihren Einzelheiten durchforscht und aus dem Insektenreich allein nicht weniger als 844 verschiedene Arten bestimmt hat, nimmt an, daß diese Schicht an einer ganz ruhigen Stelle des Sees entstand, von der wahrscheinlich giftige Gase oder Dämpfe aufstiegen; dadurch seien die über das Wasser fliegenden Insekten getötet und massenhaft im Schlamm begraben worden.

Im großen und ganzen trägt diese obermiozäne Insektenwelt süd-europäischen Charakter; das amerikanische, in der gleichzeitigen Vegetation so stark hervortretende Element spielt eine mehr untergeordnete Rolle. Eine beträchtliche Anzahl Arten (140) ist jedoch bislang von keinem anderen Erdenfleck bekannt als von Dningen. Einige interessante Beispiele bringt unsere Tafel III. *Lytta Aesculapi* (Nt. 14) war ein Pflasterkäfer (Rantharide), ein naher Verwandter der „spanischen Fliege“, der wohl in großen Herden auf den Eichen des Dninger Urwaldes lebte. *Clerus Adonis* (15), ein schönfarbiger Raubkäfer, gehört zu den Terebilen, *Cephalocoris pilosus* (17) zu den gleichfalls ungemein häufigen und artenreichen Landwanzen. In *Xylocopa senilis* (16) lernen wir eine vorweltliche Holzbienne kennen, die nach Heer schön blau gefärbt war und in alten Holzstämmen senkrechte Kanäle baute, die zur Aufnahme der jungen Brut dienten. Einer anderen Klasse der Gliedertiere, nämlich den Spinnen, ist der ebenfalls ausgestorbene *Thomisus Oeningensis* (13) zuzurechnen; es ist dies eine jener Krabben-spinnen, die sich durch Kürze der hinteren Beinpaare auszeichnen und wie die Krabben seitlich gehen; die Tiere lebten vermutlich auf den Sumpfpflanzen des Dninger Sees, wo sie sich sonnten und den Insekten auslauerten. Interessant ist, daß unter den Insekten mit unvollkommener Verwandlung (die fei-

nen ruhenden Puppenstand durchmachen und daher den Unbilden der rauhen Jahreszeit stärker ausgesetzt sind als die Insekten mit vollkommener Verwandlung) auffällig viele südliche Formen vorkommen. Daraus folgert Heer wohl mit Recht, „daß damals die Winter sehr milde gewesen sein müssen und wir unserem Molasse-land für den Winter noch mehr als für den Sommer eine höhere Temperatur zuschreiben haben, als wir jetzt in Mitteleuropa finden“.

Hauptfundstätte der Dninger Pflanzen ist der „Reffelstein“ des oberen Stein-



Abb. 78. *Cinnamomum Scheuchzeri*. Blüten-tragender Sproß. Miozän von Dningen (Bodensee). Nach Schenk.

bruch, ein harter, mit organischen Stoffen durchtränkter Kalk. Von dem weißen Gestein heben sich die braun gefärbten Blätter prächtig ab. Die ungemein mannigfaltige Flora im einzelnen zu schildern, muß ich mir an dieser Stelle versagen;*) entsprechend der mehr südlichen Lage des Fundortes ist sie um vieles reicher an wärmeliebenden Pflanzen als die Flora der norddeutschen Braunkohlenformation. So finden wir bei Dningen Fächer- und Fiederpalmen, Lorbeer- und Feigenbäume, Myrizeen (immergrüne Sumpfsiräucher) und Robinien, lauter Formen, die z. B. dem Braunkohlenlager von Senftenberg in der Mark gänzlich abgehen (vgl. S. 53). Der klimatische Unterschied zwischen dem Norden und Süden un-

*) Wen diese Dinge speziell interessieren, der lese das Kapitel „Die Flora der Molasse“ in Oswald Heers allgemein verständlich geschriebenem Buch „Die Umwelt der Schweiz“, 2. Aufl., S. 312–371.

feres Vaterlandes war also zur Miozänzeit schon recht fühlbar. Immerhin zeigt z. B. der Rückgang der Palmen- und Feigenbäume, die in der oligozänen Molasse noch reicher entwickelt und häufiger waren als in der miozänen, daß die Abkühlung des Klimas auch im Süden Fortschritte gemacht hatte.

Demgemäß gehören die herrschenden Bäume des Öninger Urwaldes einem klimatisch weniger anspruchsvollen Formentypus an. Weit aus am häufigsten scheint der dreilappige Ahorn (Abb. 79) gewesen zu sein, nach Heer der Urahn des roten Ahorns, der in feuchten Niederungen Kanadas und der Vereinigten



Abb. 79. *Acer trilobatum*, häufigster Ahorn des Tertiärs (mit Pflanzstein). Nach Schenk.

Staaten verbreitet ist. Ihm folgen Pappeln, teils gleichfalls von amerikanischem, teils von orientalischem Charakter, dann Nußbäume, Weiden und die merkwürdigen, ausgestorbenen *Podogonien*, deren Blätter denen der Tamarinde ähneln. Von tropischen Pflanzen spielte allein der Seifenbaum eine bedeutende Rolle, so daß der Gesamtcharakter der Öninger Flora schon stark gemäßigten Anstrich besitzt. Erwähnt sei noch das Vorkommen eines *Sumachstrauß*, der dem aromatischen Sumach Nordamerikas ziemlich genau entspricht.

Der Öninger See war von zahlreichen Fischen belebt, deren Skelette, oft noch mit dem Schuppenkleid versehen, in dem zarten Gestein ausgezeichnet erhalten sind. Neben Hechten,

Alen und Barschen zeichnen sich vor allem die Karpfen durch erstaunlichen Artenreichtum aus.

Von allen Versteinerungen Öningens hat wohl der Riesensalamander (*Andrias Scheuchzeri*, d. h. Scheuchzers Männlein) am meisten von sich reden gemacht. Das erste Skelett dieses mit dem heutigen japanischen Riesensalamander fast völlig übereinstimmenden Tieres wurde bereits im Jahr 1725 aufgefunden und von dem Züricher Arzt Joh. Jakob Scheuchzer beschrieben und abgebildet. Es ist bekannt, daß Scheuchzer die Natur des Fossils völlig verkannte und es für das „Beingerüst eines alten Sünders“, nämlich eines in der Sündflut ertrunkenen Menschen hielt. Dieser uns ganz unglaublich scheinende Irrtum erklärt sich z. T. durch die Unvollständigkeit und schlechte Erhaltung des Scheuchzerischen Exemplars. Seither sind zahlreiche, viel besser erhaltene Skelette in den Öninger Brüchen ausgegraben worden, darunter einzelne von $1\frac{1}{4}$ m Länge. Wenn der *Andrias* ausfah wie sein im heutigen Japan lebender Vetter, so war er ein häßliches Tier mit kleinen Augen und tiefbrauner, faltiger Haut. Kleine Fische, Frösche und Würmer dürften seine Nahrung gebildet haben.

An die Riesenkrote, sein würdiges Gegenstück unter den Fröschen, wagte er sich wohl freilich kaum heran; kam doch dieses Tier an Größe dem bekannten brasilianischen Ohienfrosch gleich. Ein viel gefährlicherer Räuber war die in mehreren prachtvollen Exemplaren gefundene Alligatorschildkröte, eine der auffallendsten amerikanischen Formen des europäischen Tertiärs. Ihre heutigen Verwandten, welche die Seen und Flüsse der Vereinigten Staaten bewohnen, werden als raubgierige, gefräßige Tiere geschildert, die sich von Fischen, Amphibien und jungen Vögeln ernähren. Mit emporgestrecktem, langem Hals springt die Alligatorschildkröte auf ihre Beute los, ergreift sie mit ihren starken Krallen und kleeft sie.

Schließlich sei erwähnt, daß im Schilf und Röhricht des Öninger Sees auch mancherlei Wasservögel hausten; doch ist nur ein einziger Rest so gut erhalten, daß die Gattung bestimmt werden konnte. Es war dies ein entenartiger Vogel, der den Namen „Öninger Gans“ bekommen hat.

3. Die Vergletscherung des Alpenvorlandes.

Mit der Ablagerung der Öninger Molasse war eine lange, inhaltsreiche Periode der geo-

logischen Geschichte des Alpenvorlandes zum Abschluß gelangt. Wie sich nun die Verhältnisse in der unmittelbar folgenden Pliozänzeit gestaltet haben, ist im einzelnen nicht bekannt. Aus dem Fehlen aller Schichtabläge, die nach Art der Molasse in Meeresbuchten, Süßwasserseen oder Sümpfen entstanden sein könnten, ergibt sich, daß zur Pliozänzeit die Wasserbedeckung verschwunden und der alte Seeboden trockenes Land geworden war, ein nahezu ebenes, von flachen Tälern durchschnittenen Land, durch das die wasserreichen Alpenflüsse ihren Lauf zur Donau und zum Rhein nahmen. Im Nordosten der Hochebene, vor allem zwischen Isar und Inn, haben diese Gebirgsflüsse mächtige Geröll- und Schotterlagen aufgeschüttet, die fast nur aus Quarz mit ganz vereinzelt kristallinischen und Glimmerbruchstücken zusammenge setzt sind. Über die Höhen des jungtertiären Hügellandes legt sich das Quarzgeröll als geschlossene, stellenweise zu einer Art Sandstein verhärtete Decke.

Das Alter dieser Schotter zu bestimmen, ist wegen ihrer Fossilarmut außerordentlich schwer. Keinesfalls sind sie älter als obermiozän, wahrscheinlich altpliozän, vielleicht aber zum Teil auch diluvial. Zur Zeit ihrer Ablagerung müssen in den Alpen Erosion und Denudation eine gewaltige Arbeit geleistet haben; denn die unmenge Quarzgeröll stammen unzweifelhaft aus den alpinen Glanz- und Glimmerschieferketten, deren Gestein ja zahllose Linien und Adern von Quarz einschließt. Erstauuliche Massen dieser Schiefer mußten der Zerstörung zum Opfer fallen, um das Material für die riesigen, weit ausgedehnten Geröllfelder zu liefern. Bei dem Transport im schnellfließenden Wasser wurden die weichen, tonigen Bestandteile (Glimmer usw.) zermalmt und aufgerieben, und nur der harte, schwer angreifbare Quarz gelangte, zwar abgerollt, doch sonst unbeschädigt, ans Ziel der Reise. Seine Herkunft verraten die ihm hie und da noch anhaftenden Glimmerfaseru und Streifen von Schiefersubstanz.

Die rasche Zerstörung der alpinen Gesteine, von der die pliozänen Quarzschotter des Vorlandes Zeugnis ablegen, führte notwendig zur schnellen Abtragung und Erniedrigung des Hochgebirges. Die Täler wurden allmählich ausgefüllt, die scharfen Formen der Kämme und Rippen gemildert, die Gegenläge zwischen hoch und niedrig mehr und mehr ausgeglichen. Da nun der Pliozänzeit eine Dauer von rund

500 000 Jahren zuzuschreiben ist, ein Zeitraum, der nach den heutigen Fortschritten der Zerstörung zu urteilen, vollaus genügt, ein Hochgebirge wie die Alpen in ein unansehnliches Rumpfgelbige zu verwandeln, so scheint es zunächst ganz rätselhaft, daß die Alpen selbst in der Gegenwart noch Hochgebirgscharakter besitzen; man sollte erwarten, sie müßten inzwischen fast ganz eingeebnet worden sein.

Der berühmte Eiszeitforscher A. Penck hat uns gezeigt, wie dieser scheinbare Widerspruch erklärt werden kann. Aus seinen Studien über die Lagerung des altdiluvialen Deckenschotter s schließt Penck, daß das Alpenvorland schon am Ende der Pliozänzeit eine sanft wellige, fast ebene Fläche war, deren Gestalt sich seitdem nur unwesentlich verändert hat. Der ältere Deckenschotter wurde von den Gletscherflüssen der ersten Eiszeit aufgeschüttet, kam also unmittelbar auf die jungpliozäne Landoberfläche zu liegen. Seinen Namen verdankt er der auffällig regelmäßigen, deckenartigen Lagerung, die nur zustande kommen konnte, wenn sich zu Beginn der Eiszeit am Nordfuß der Alpen weite Flächen ebenen Landes ausdehnten. Andernfalls bliebe unverständlich, wie die Gletscherflüsse ein so breites Gebiet hätten überfluten, wie sie die mitgeführten Geröllmassen so gleichmäßig hätten ausbreiten und verteilen können.

Die Existenz dieser Ebene ist nun, wie Penck meint, unvereinbar mit der Nähe eines wild zerklüfteten Hochgebirges, dessen Felsmassen einer raschen Zerstörung unterliegen. In den heutigen Alpen sehen wir, wie die Wildbäche sich tiefe Schluchten ausgraben und in den breiten Tälern mächtige Schuttkegel aufbauen. Das abgerissene Trümmerwerk wird am Ausgang der Täler abgelagert. Wenn aber ein Fluß über das Land geht, ohne Geröll und Kies abzusetzen, so können wir nicht annehmen, daß an seinem Oberlauf eine lebhafte Erosion tätig ist. Dies traf nun für die voreiszeitlichen (jungpliozänen) Flüsse zu, die nach allem, was darüber zu ermitteln ist, nahezu wirkungslos über das Alpenvorland flossen. Nirgends finden wir Anzeichen, daß sie mit Gebirgsschutt beladen gewesen wären; die Periode der wildströmenden, große Mengen von Quarzgeröll mit sich führenden altpliozänen Flüsse war längst vorüber, die rasche, heftige Zerstörung des Gebirges zum Stillstand gelangt. Nicht einmal am Ausgang der großen Haupttäler haben die präglazialen Alpenflüsse irgendwelche Schicht-

abjäte hinterlassen, — wir können sie uns nur vorstellen als träge, stille Gewässer, die weder imstande waren, Schluchten auszugraben, noch Steingeschiebe zu transportieren.

Dazu kommt ein anderer, sehr merkwürdiger Umstand. Die Sohle des Deckenschotter, also die alte präglaziale Landoberfläche, auf der er zur Ablagerung gelangt ist, steigt, wie nicht anders zu erwarten, langsam gegen den Gebirgsfuß an. Auffälligerweise aber erreicht sie den Gebirgsrand in einer Höhe, die weit über dem Grund der heutigen Täler liegt. Die damaligen Alpenflüsse flossen also in viel höherem Niveau als die jetzigen, mit anderen Worten: die Täler müssen in der Zwischenzeit (nachdem die Erosion lange Zeit geruht hatte) nochmals stark vertieft worden sein. Diese Arbeit leisteten, wie bei anderer Gelegenheit ausgeführt wurde (Vd. I, S. 304 ff.), die Gletscher der Eiszeit.

Auf Grund all der genannten Erscheinungen können wir uns ein leidlich klares Bild vom Aussehen der präglazialen Alpen machen.*) Sie glichen einem Mittelgebirge, etwa vom Charakter des Thüringer Waldes. Zunächst müssen wir uns die heutigen Täler bis zum Niveau des Deckenschotter ausgefüllt denken, dann erhalten wir breite Talsohlen mit sehr gleichmäßigem, von keinen Stufen unterbrochenem Gefälle. Die Bergformen waren sanfter als heute, die Kämme gerundet, die Abhänge minder steil. Da die Talböden beträchtlich höher lagen als in der Gegenwart, so waren die Berge relativ niedriger; alle Schroffen und Spitzen fehlten; selbst die höchsten, innersten Ketten, auf deren zerschnittenen Graten jetzt nichts zu finden ist als Firn und nackter Fels, mochten landschaftlich den breitgeschwungenen, abgerundeten Rücken und Kuppen der heutigen Föhnberge gleichen. Dichte Wälder bedeckten das gesamte Gebirge von den Talgründen bis zu den höchsten Gipfeln.

Der Eiszeit verdanken wir nach Penck die Erneuerung der Hochgebirgsformen. Indem die Gletscher die Täler vertieften und aus den plumpen Rundbergen zackige Grate und scharfe Spitzen herausmeißelten, schufen sie unsere heutige Alpenlandschaft. Erhalten hat sich der frühere Zustand nur in jenen

Teilen des Gebirges, die niemals, auch nicht während der Eiszeit, vergletschert waren, wie z. B. das Bergland zwischen Etsch und Brenta und die südlichsten Ketten der Steirischen Alpen. Hier sind die Täler noch in der Gegenwart flach und breit, und die Berge zeigen die Gestalt breitgewölbter Dome.

Während das Hochgebirge eine gründliche Umformung erlitt, änderte sich die Gestalt des Vorlandes nur wenig; hier war das Hauptergebnis der Vergletscherung eine Anhäufung kolossaler Schuttmassen (Moränen und fluvioglazialer Schotter), wobei der ebene Charakter der Landschaft im großen und ganzen bewahrt blieb. Was die norddeutsche Tiefebene für die skandinavischen Eisströme, das war die schwäbisch-bayerische Hochebene für die Alpen-gletscher: ein weites, viele Quadratmeilen umfassendes Feld, auf dem die Gletscher und Gletscherflüsse ungezählte Jahrtausende hindurch den Felschutt der zerstörten Gebirge abhuden. Und wie in Norddeutschland das genaue Studium der diluvialen Ablagerungen zur Unterscheidung mehrerer, durch warme Zwischenperioden getrennter Vereisungen geführt hat, so ermöglichen auch die Schotter und Moränen des Alpenvorlandes eine Gliederung des Eiszeitalters in mehrere Abschnitte. Allerdings harmonisieren die Ergebnisse noch nicht recht. Im Norden fanden sich, wie wir sahen, genügende Beweise für drei Vereisungen; in den Alpen aber glauben Penck und Brückner mit Sicherheit deren vier unterscheiden zu können, dazu noch mehrere kleinere Schwankungen, Vorstöße und Rückzugstadien. Da es höchst unwahrscheinlich ist, daß die Alpen eine Eiszeit mehr erlebt haben als der Norden, so muß eine der beiden Annahmen falsch sein. Vielleicht ist die älteste norddeutsche Vereisung noch gar nicht entdeckt.

Während der eigentlichen Kälteperioden bildeten Vorland und Gebirge ein Ganzes: die Eisströme quollen aus den Talnündungen hervor und breiteten sich weithin über die Hochfläche aus. Um ein einheitliches Bild zu gewinnen, müssen wir die Vorlandgletscher bis zu ihren Quellen aufwärts verfolgen und den Zustand des Hochgebirges während der Hauptvergletscherung erforschen.

Die alpine Vereisung war von anderer Art als die nordeuropäische. Von England bis zum Ural, von Lapland bis nach Sachsen und Schlesien waren 6½ Millionen Quadratkilometer Land unter einer wahrscheinlich

*) Die folgende Schilderung bezieht sich lediglich auf die Ostalpen. Von den zentralen Schweizer Alpen ist es wahrscheinlich, daß sie auch in der Vereiszeit Hochgebirgscharakter besaßen.

lückenlosen Inlandeisdecke begraben, die einen ähnlichen Anblick bieten mochte wie die allerdings viel kleinere Eiszüste im Innern des heutigen Grönlands. In den Alpen gab es jedoch gar kein Inlandeis, kein über das ganze Gebirge gebreitetes Firnsfeld; die einzelnen Gletscher waren selbst zur Zeit des höchsten Eisstandes durch felsige, teils angeschnittene, teils apere Grate voneinander getrennt. Die höchsten Gipfel der Engadiner, Ötztaler, Zillertaler Alpen ragten noch 800–1000 m, die der nördlichen Kalkalpen sogar 1000–1500 m über das Eis empor.

In den höchsten, innersten Teilen des Gebirges war die eiszeitliche Gletscherentwicklung kaum mächtiger als die heutige; betreten wir z. B. die Zillertaler Gletscher in Höhen von 2700–2800 m über dem Meer, so befinden

haus erbaut ist, — sie bezeichnet den höchsten Stand der eiszeitlichen Gletscher, die also bei Innsbruck eine Dike von rund 1500 m erreichten. Vom Patzcher Kofel blieb nur der allerobere Teil, das kuppige Gipfelplateau, gletscherfrei; es hob sich, den Kunataden Grönlands vergleichbar, als hügelige Insel aus dem weiten, alle benachbarten Täler füllenden Eismeer empor (vgl. das Profil Abb. 80).

Noch am Ausgang des Innertals, zwischen Rufftein und Rosenheim, betrug die Mächtigkeit des Eises mindestens 1300 m. Die niedrigen Berge auf beiden Talflanken sind bis zu ihren Gipfeln hinauf abgeschliffen und mit Moränenblöcken bestreut; sie waren offenbar vollständig vom Innegletscher überflutet. Selbst die Hohe Salve lag ganz und gar unter den zentralalpinen Eismassen begraben.

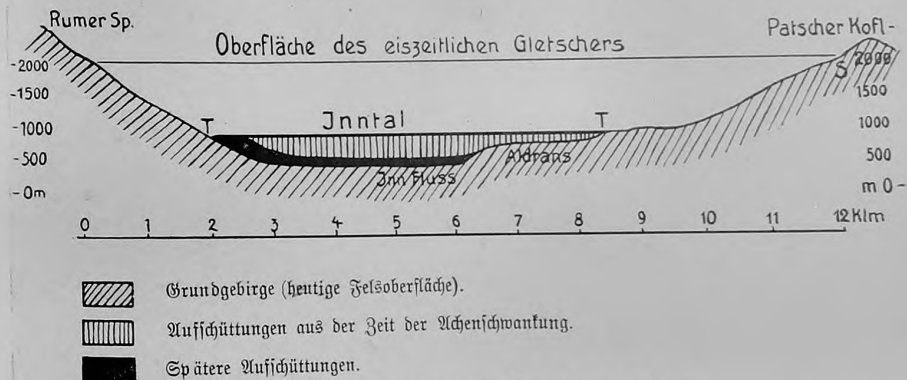


Abb. 80. Profil durch das Innertal bei Innsbruck. Nach Penck.
S Schlifftefle, den höchsten Gletscherstand andeutend. TT Trogthal.

wir uns zugleich im Niveau der eiszeitlichen Gletscheroberfläche. Oberhalb der heutigen Schneegrenze sahen die Alpen ähnlich aus wie in der Gegenwart; während aber die jetzigen Gletscher steil abfallen und hoch im Gebirge endigen, senkte sich die Oberfläche der diluvialen Eisströme mit ganz sanftem Gefälle talwärts, viel allmählicher als der Talboden, auf dem sie sich fortbewegten. Daher gewann das Eis am Ausgang der Quertäler eine ungeheure Mächtigkeit, ebenso in den großen Längsfurchen des Gebirges, z. B. im Innertal, wo zahlreiche Eisströme, von verschiedenen Seiten kommend, zusammenfloßen. An den Gehängen bei Innsbruck findet man bis zu 1900 m Meereshöhe hinauf die Gefchiebe der alten Moränen; den Patzcher Kofel, einen bekannten Ausichtszug, umgibt in 2000 m Höhe eine deutliche Stufe, auf der das Schuß-

Bei solcher Mächtigkeit konnte die Trennung der einzelnen Talgletscher nur unvollkommen sein; das Eis wanderte über die niedrigen Pässe, über Joche und Sättel hinweg und verband die gefrorenen Ströme zu einem Netz, das einen bedeutenden Teil des Gebirges bedeckte. Selbst die Gletscher der Nord- und Südalpen traten auf diese Weise miteinander in Verbindung: über den St. Gotthard, Brenner, Maloja usw. floß das Eis nach Süden. Die Eisscheide entsprach also nicht der heutigen Wasserscheide des Gebirges, sondern lag nördlich davon, und die Nordalpen waren bei weitem stärker vergletschert als die Südalpen. Der Grund für diese Erscheinung ist natürlich in den ungünstigeren klimatischen Verhältnissen der Nordseite zu suchen, wo die Abschmelzung bei weitem geringer war als am warmen, der italienischen Tiefebene zugewand-

ten Südfall des Gebirges. Namentlich in den Nordtiroler und bayerischen Kalkalpen schloß sich ein dichtes Eisstromnetz zusammen, dessen Zweige schon innerhalb des Gebirges vielfach ineinander flossen und im Vorland zu einem einheitlichen, vom badiſchen Hegau bis nach Oberösterreich reichenden Eisfeld zusammenwuchsen.

Diese gewaltige Eisüberschwemmung des Nordabhangs wird verständlich, wenn man be-

Rißeiszeit, vgl. unten) im Westen bis Tuttlingen und Sigmaringen, im Osten nahezu bis Augsburg, München und dem Zusammenfluß von Inn und Salzach. Der vielfach zerlappte, ein- und ausgebuchtete Eisrand endigte in öden Rieseebenen und Moossteppen, die während des kurzen Sommers von zahlreichen Gletscherbächen durchflossen waren. Das Landschaftsbild bot ähnliche Züge wie die weiten, vor den Gletschern des heutigen Island



Abb. 81. Gletscherschliff, aufgedeckt beim Umbau des Bahnhofes Kempten im bayerischen Alpenvorland. Stammt wahrscheinlich aus der Zeit der Würmverfestung.

denkt, daß zu den eigenen Gletschern der Kalkalpen noch zahlreiche Zuflüsse aus den Zentralalpen kamen. Im allgemeinen bildeten zwar, wie Bend sich ausdrückt, die Kalkalpen ein Wehr, das die zentralalpinen Eismassen zurückstaute; aber dieses Wehr hatte zahlreiche Brechen, durch die das Ötztaler, Zillertaler und Tauerneis in die Hochtäler der Kalkalpen eindrang. Überall neue Zuflüsse annehmend, wälzte es sich in gewaltigen Strömen dem Ausgang des Gebirges zu und überschwemmte, sich fächerförmig ausbreitend, die schwäbisch-bayerische Hochebene.

Die große Vorlandvergletscherung reichte zur Zeit ihres höchsten Standes (in der sogen.

liegenden Steinwüsten, deren Oberfläche in unablässiger Veränderung begriffen ist, weil die Schmelzwasser stetig ihr Bett verlegen und das Trümmerwerk immerfort von einem Ort zum anderen schaffen. Diese Bäche dämmen sich selbst den Weg ab, schütten Sand- und Kiesbänke in der Mitte ihres Laufes auf, durchbrechen ihre Ufer, vereinigen sich mit benachbarten Rinnalen und gabeln sich gleich darauf wieder in mehrere Zweige. Mit Beginn des Winters versiegen sie zum größten Teil. Immerhin wächst selbst auf diesen trostlosen Schuttelebenen in einiger Entfernung vom Eisrand eine Vegetation, die den isländischen Pferdeherden genügendes Futter liefert, und so mach-

ten auch wohl auf den eiszeitlichen Tundren des Alpenvorlandes die großen Weidetiere jener Zeit, Mammut, wollhaariges Nashorn und Rentier, ausreichende Nahrung finden.

Wie ich schon erwähnte, nimmt man zurzeit eine viermalige Vergletscherung des Alpengebietes an. Jedesmal hat das Eis die Grenzen des Gebirges überschritten und sich im Vorland ausgebreitet, doch nahm sein Rand bei jeder Vereisung eine etwas andere Lage ein. Zwischen Iller und Lech treten vier verschieden alte fluvioglaziale Schotter auf, die sich donauabwärts bis in die Gegend von Wien verfolgen lassen und sich auch im Westen, im Gebiet des großen Rheingletschers, wiederfinden. Daß sie wirklich von Gletscherflüssen herrühren, wird durch ihre Verknüpfung mit echten Moränen bewiesen. Dies zeigt sich, wenn man die Schotter-

felder nach Süden, in der Richtung auf die Alpen, verfolgt; es stellen sich allmählich neben den Flußgeröllen vom Eis geschrämte und polierte Geschiebe ein, oder es wechsellagern die Schotter mit ungegliederten Moränenmassen.

An einer viermaligen Vergletscherung des Vorlandes ist also nicht zu zweifeln. Die weiteren Untersuchungen der schon mehrfach genannten Forscher A. Penck und E. Brückner haben nun ergeben, daß die Gletscher zwischen den aufeinanderfolgenden Vereisungen nicht nur das Vorland freigaben, sondern sich bis in die innersten Winkel des Gebirges zurückzogen und zeitweilig vielleicht kleiner waren als in der Gegenwart. Wir kommen so zu folgender Gliederung des Eiszeitalters, die jedoch, wie oben betont, zunächst nur für die Alpen Gültigkeit hat:

Stufe	Ablagerungen
8. Späteiszeit (Wühl-, Schnitz- u. Daunstadium)	Löß
7. Vierte oder Würmvereisung	Niederterrassenschotter
6. Jüngste Zwischenzeit	Schieferkohlen von Ugnach, Wildkirchli
5. Dritte oder Rißvereisung	Hochterrassenschotter
4. Mittlere Zwischenzeit	Schieferkohlen von Dürnten und Wehikon
3. Zweite oder Mindelvereisung	jüngerer Deckenschotter
2. Älteste Zwischenzeit	unbekannt
1. Erste (älteste) oder Günzvereisung	älterer Deckenschotter

Die Namen der verschiedenen Vereisungen sind von Flüssen hergenommen, in deren Tälern die betr. Schotter besonders gut entwickelt sind.

Wir müssen nun noch ein wenig bei den Schottern verweilen, die mit ihrer terrassenförmigen Lagerung das landschaftliche Bild der ganzen mittleren Hochebene beherrschen.

Im schwäbischen Anteil des Vorlandes ist die Lagerung der Regel nach so, wie das Profil Abb. 82 zeigt. Der älteste oder Günzschotter breitet sich auf den Hochflächen deckenförmig aus; in ihm eingesenkt liegen weite, vom Mindelschotter überschüttete Felder, während die beiden jüngsten fluvioglazialen Bildungen als höhere und niedrigere Terrassen die Flüsse begleiten. Diese merkwürdige „eingeschachtelte“ Lagerung hat auf den ersten Blick etwas Befremdendes; denn als ältestes Schichtglied sollte der Günzschotter die Unterlage der drei anderen bilden, die sich dann der Altersfolge nach über ihn legen müßten, so daß der Würmschotter als jüngster Absatz die oberste

Stufe einnähme. In Wirklichkeit jedoch liegen die Schotter gar nicht übereinander, sondern, wie man an dem erwähnten Profile sieht, auf getrennten Talstufen nebeneinander; von einer wirklich umgekehrten Lagerung, wie sie z. B. bei Überschiebungen eintritt, ist also in diesem Fall keine Rede. Daß man, von der Hochfläche zu den Flüssen herabsteigend, immer jüngere Schotter antrifft, erklärt sich in einfacher Weise wie folgt.

Am Schluß der ältesten Vereisung war allein der Günzschotter vorhanden; er bedeckte weit und breit das Land. Nun kam die erste warme Zwischenzeit, in der die mächtig angeschwollenen Alpenflüsse die Schotterdecke zerrissen und tiefe Talsfurchen auswuschen. Das wieder vorrückende Eis fand ein stark zerschnittenes Gelände vor, dessen Rinnen den Gletscherbächen der Mindelzeit ihren Lauf vorzeichneten. So kam der jetzt abgelagerte Sand und Kies in die interglazialen Täler, also unter das Niveau des Günzschotter, zu liegen.

Nach Abzug der Mindelgletscher wiederholte sich das Spiel: die Erosion griff die zuletzt abgesetzten Schotterdecken an und höhle in ihnen neue Täler und Schluchten aus. Diese dienten nun wieder den Gletscherbächen der dritten oder Rißvereisung als Betten usw. Jeder jüngere Schotter gelangte in den Tälern der vorangegangenen Zwischeneiszeit zur Ablagerung, liegt also jedesmal in etwas tieferem Niveau als sein Vorgänger. In die jüngsten oder Würmschotter haben die heutigen Flüsse ihre Betten eingegraben.

Diese gegenseitige Einschachtelung der Schotter tritt uns hauptsächlich im schwäbischen Alpenvorland, zwischen Iller und Lech entgegen. Im eigentlichen Bayern, auf

täler (vgl. Bd. I, S. 239). Zwischen der Grobheßelohr Eisenbahnbrücke und dem bekannten Ausflugsort Höllriegelstreu, ferner in der Nähe des Bahnhofes Weihenhofen im Gleisental sind an verschiedenen Stellen große Steinbrüche angelegt, die einen vorzüglichen Einblick in den Bau der gewaltigen Schottermassen gewähren. Alle diese Aufschlüsse zeigen drei einander überlagernde, zum Teil durch dünne Lehmänder getrennte Schotterfröme. Sehr gut ist das z. B. im Dieffenbach-Steinbruch beim Elektrizitätswerk an der Isar zu sehen (vgl. das Profil Abb. 83). Das unterste Schotterwerk bildete eine feste, weiße, fast nur aus Kalk- und Dolomitgeröll zusammengefügte Nagelschotter. Sie ruht, was man allerdings nicht hier, wohl aber an anderen Auf-

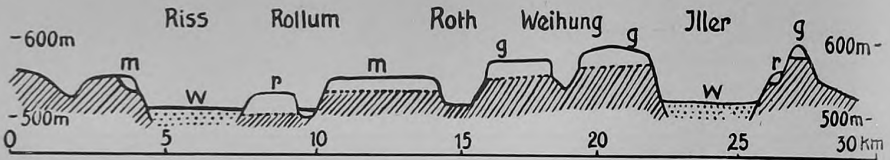


Abb. 82. Profil durch die Schotter zwischen Riß und Iller. Nach A. E. Forster.

g Gürtelschotter. m Mindelschotter. r Rißschotter. w Würmschotter.
1. Vereisung. 2. Vereisung. 3. Vereisung. 4. Vereisung.
Das tertiäre Grundgebirge ist schraffiert.

der Münchener Hochebene, kommt sie nur ausnahmsweise vor; hier bedeckt im Gegenteil jeder jüngere Schotter den nächstälteren (Profil Abb. 84). Offenbar überwog auf schwäbischem Gebiet die Erosion, in Bayern dagegen die Aufschüttung. Dort fanden die fluvioglazialen Geröllmassen in den Tälern Platz, hier waren die Täler bald bis zum Rand gefüllt, so daß die Gletscherflüsse auf die Hochebene selbst übertraten und den mitgebrachten Kies und Sand über weite Flächen ausbreiteten. Warum die beiden Gebiete sich so verschieden verhielten, ob die Münchener Täler flacher waren als die schwäbischen und daher in viel kürzerer Zeit zugeschüttet werden konnten, oder ob die bayerischen Flüsse weit bedeutendere Massen Gletscherkies zu Tal führten als ihre westlichen Nachbarn, das läßt sich zurzeit noch nicht übersehen und beantworten.

Um das Münchener Diluvium kennen zu lernen, muß man die tiefen, in das Schotterfeld eingeschnittenen Täler aufsuchen. Deren gibt es, von kleinen Nebenschluchten abgesehen, vier: das Isar-, Würm-, Gleisental und den Teufelsgraben. Die beiden letztgenannten sind heutzutage Trocken-

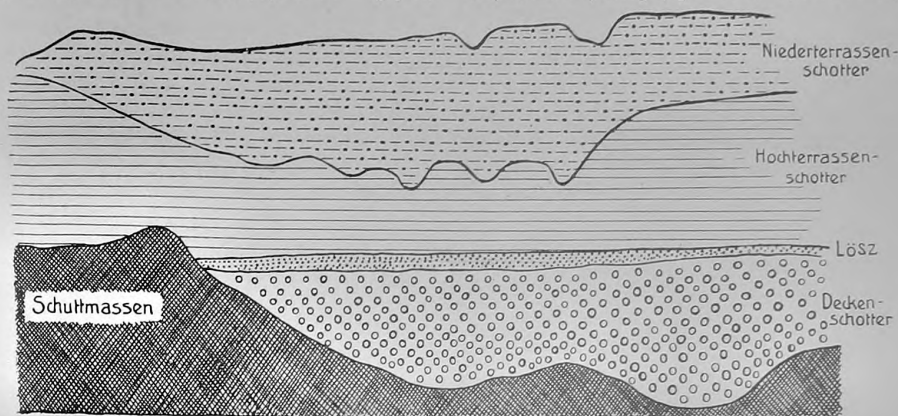
schlüssen beobachten kann, unmittelbar auf dem miozänen, quellenreichen Flinz, ist also das älteste Glied des Diluviums („Deckenschotter“). Nach oben zu folgt nun eine dünne, gelbe Lehm-schicht, über die sich eine zweite, durch schlammige Beimengungen gelblich gefärbte Nagelschotter ausbreitet. Sie ist nicht so fest verkittet wie die unterste, bricht daher weniger gleichmäßig und bildet nicht so pralle, senkrechte Abstürze wie jene. Wer sich nun Zeit nimmt, die beiden Nagelschotterbänke miteinander zu vergleichen, wird zwar in beiden die gleichen Kalk- und Dolomite finden, außerdem aber in der oberen zahlreiche Gesteine kristallinischer Gesteine (Gneise, Glimmerschiefer, Hornblendegesteine usw.), die nur aus den inneren Ketten des Gebirges, aus den Tiroler Zentralalpen, stammen können.

Daraus folgt, daß der älteste Isargletscher (aus dem der Fluß entsprang, der diese Schotter ablagerte) noch keine Zuflüsse aus den Zentralalpen erhielt, sondern lediglich von den Eisfeldern der Rißalpen gespeist wurde. Erst bei den späteren Vereisungen mischten sich ihm Zweige des an kristallinen Geröllreichen Innegletschers bei.

Was nun den Aufschluß am Elektrizitäts-

werk besonders interessant macht, ist folgendes. über der jüngeren, gelblichen Nagelsfluh, die zum „Hochterrassenschotter“ gehört,

lich zu sehen ist, eine in der Nagelsfluh ausgehöhlte Mulde, greift jedoch auf beiden Seiten noch darüber hinweg (vgl. das Profil Abb. 83).



-  Deckenschotter (älteste, fast nur aus Kalkgeröllen bestehende Nagelsfluh).
 Hochterrassenschotter (jüngere, aus kalkigen und kristallinen Geröllen bestehende Nagelsfluh).
 Löss.
 Niederterrassenschotter (lose, an kristallinen Geröllen reiche Schotter).

Abb. 83. Profil im Dieffenbach-Steinbruch beim Elektrizitätswerk im Isartal.

liegt loser, unverkitteter Schotter der jüngsten oder Würmvereisung, an dessen Aufbau sich das kristallinische Material noch stärker betei-

Die Mulde aber ist nichts anderes als ein von einem Bach der letzten Zwischeneiszeit ausgewaschenes Tälchen, das bei der Rückkehr der



-  Niederterrassenschotter (Würm).
 Hochterrassenschotter (Miß).
 Deckenschotter (Mindel oder Günz).
 Tertiäres Grundgebirge.
 Jungmoränen (Würm).

Abb. 84. Profil des Isartals zwischen Pullach und Schäftlarn. Nach Penck.

St Steinbruch am Elektrizitätswerk.
H Horn.

R Römerschanze.
D Daigstetten.

ligt. Charakteristisch für ihn ist das blanke Aussehen der Gerölle, die bei weitem nicht so verwittert sind wie die aus den älteren Vereisungen stammenden Kollsteine. Dieser „Niederterrassenschotter“ füllt nun, was deut-

Gletscher vollständig verschüttet wurde. In klarster Weise beleuchtet dieser Aufschluß den Wechsel von Erosion und Aufschüttung; die in den Zwischeneiszeiten zer schnittene und ausgenagte Landoberfläche verjüngte sich gleichsam

bei jeder neuen Vergletscherung; die Wunden, die ihr die Erosion geschlagen, heilten zu, und das Endergebnis war jedesmal eine sehr gleichmäßig gestaltete, mit einformigen Schuttfeldern bedeckte Ebene.

Das Tälchen am Elektrizitätswerk war sehr flach, denn der Bach, der es ausgrub, hatte nicht einmal den Hochterrassenschotter bis zum Grund durchsägt. Weiter aufwärts im Isartal (bei einer scharfen Biegung des Flusses unweit Baierbrunn) wird ein viel tieferes, bis

zwischen den ehemaligen Tälern — wo alle drei Schotter in normaler Überlagerung erhalten geblieben sind. Diese Verhältnisse illustriert das auf Abb. 84 dargestellte Profil.

Wir sehen: in der Gegend von München ist das alte, interglaziale Talnetz völlig verwischt; nach dem Rückgange der Gletscher haben nur ganz wenige Flüsse und Bäche ihre früheren Betten wiedergefunden, die meisten brachen sich auf bisher unbenutzten Wegen durch den Niederterrassenschotter Bahn.



Abb. 85. Isartal im Winter. (Phot. Dr. B. Lindemann.)

auf den tertiären Eozän hinabreichendes Tal sichtbar. Es ist gänzlich mit lockerem, bunt zusammengefügtem Niederterrassenschotter ausgefüllt, der hier also unmittelbar auf dem tertiären Grundgebirge ruht; die älteren fluvio-glazialen Ablagerungen sind restlos weggewaschen. An noch anderen Stellen des Isar- und Würmtals hat die Erosion einen mittleren Grad erreicht und wohl den Hochterrassenschotter, aber nicht den Deckenschotter entfernt; daher wechselt das Bild von Aufschluß zu Aufschluß, je nachdem wir auf ein tieferes oder flacheres interglaziales Tal stoßen. Dazwischen liegen dann wieder weite Gebiete — die Rücken

Die Nagelsfluh des Isartals und noch mehr die des Giesentals bei Deisenhofen bietet ausgezeichnete Gelegenheit zum Studium der geologischen Vorgänge (vgl. Bd. I, S. 172). Diese vom Sickerwasser ausgewaschenen Schlote und Brunnen finden sich hauptsächlich in der älteren, rein-kalkigen Nagelsfluh (vorzügliche Aufschlüsse zwischen Bahnhof und Dorf Deisenhofen); sie reichen hier oft 5—6, ja manchmal 8 m tief hinab und sind in unberührtem Zustand mit gelbem, steinigem Lehm erfüllt. An den Steinbruchwänden bröckelt dieser Inhalt heraus, so daß die ursprüngliche Hohlform zum Vorschein kommt; die Felsen sind dann von

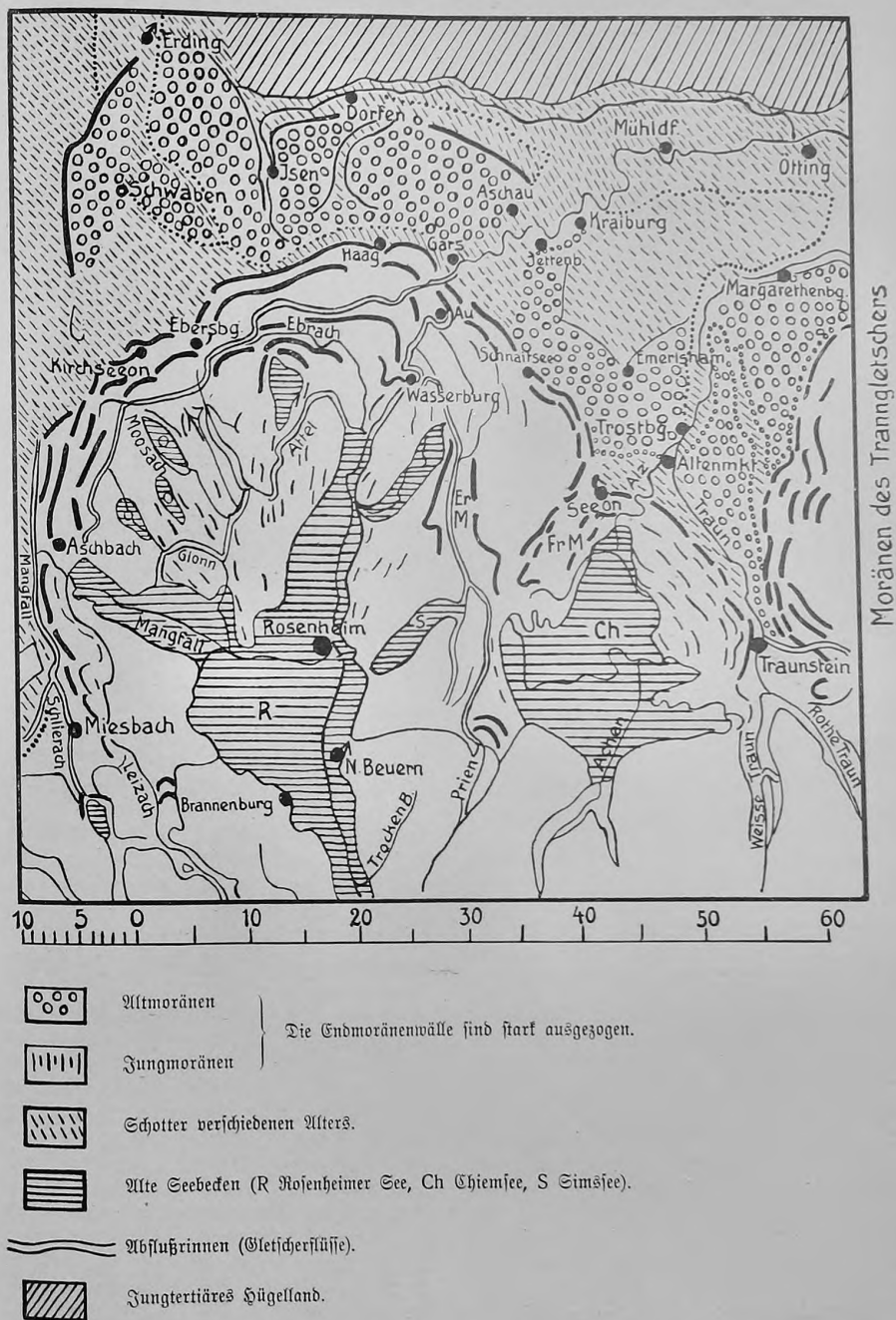


Abb. 86. Der Moränenfächer des eiszeitlichen Jüngletschers. Nach Penck.

zahlreichen Trichtern und Zylindern durchsetzt, zwischen denen nur schmale Nagelfluhpfiler stehen bleiben.

Den Leser mag es verwundern, daß ich beim Münchener Diluvium immer nur von drei fluvioglazialen Schottern spreche, während es doch ebenfogut wie in Schwaben vier sein müßten. In der Tat besteht hier eine Unklarheit. Die jüngste Ablagerung, der Niederterrassenschotter, auf dem der größte Teil der Stadt München erbaut ist, stammt aus der letzten oder Würmvereisung, der etwas ältere Hochterrassenschotter aus der vorletzten oder Rißvereisung, — das ist beides vollkommen

aus manchen anderen Gegenden des Alpenvorlandes nahezu ganz verschwunden ist. Ähnlich erging es ja dem ältesten Geschiebemergel des norddeutschen Tieflandes.

Wahrscheinlich ist also die älteste Münchener Nagelfluh zur Zeit der zweiten oder Mindelvereisung entstanden. Hierfür spricht auch der Umstand, daß sie im Niveau der schwäbischen Mindelschotter liegt und offenbar deren direkte Fortsetzung bildet.

Wie die Schotter, so haben auch die Moränen der drei älteren Eisperioden eine weitgehende Abtragung erlitten, die ihre charakteristische äußere Form fast überall zerstört hat;

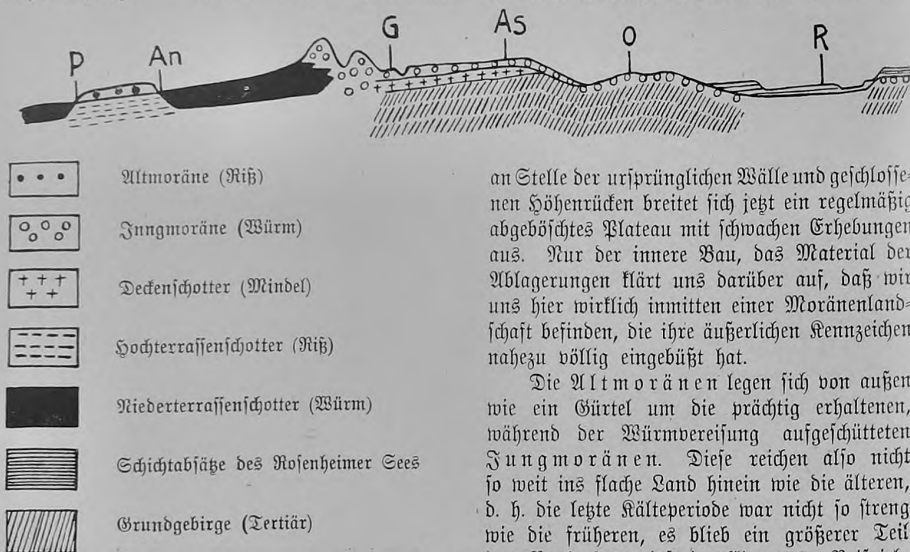


Abb. 87. Profil durch das Moränengebiet des Jungglaciers zwischen Poing bei München und Rosenheim. (Nach Penck.) P Poing, An Anzing, G Bahnhof Grafing, As Aßling, O Ostermünchen, R Rosenheim.

sicher festgestellt. An Stelle der Mindel- und Günzschotter aber finden wir auf der Münchener Ebene nur ein einziges Schichtenglied: die feste, rein kalkige, im Isartal usw. zu unterst liegende Nagelfluh („Deckenschotter“). Sie kann unmöglich beide Schotter vertreten, denn sie ist, wie der Augenschein lehrt, eine durchaus einheitliche Bildung, deren Absatz durch keine Zwischeneiszeit unterbrochen wurde. Da bleibt nur die Erklärung übrig, daß die Erosion entweder den Mindel- oder den Günzschotter völlig zerstört und bis auf den letzten Rest beseitigt hat. Am wenigsten auffällig wäre das Fehlen des Günzschotter, der als ältestes Schichtenglied eine dreimalige, langandauernde und heftige Erosion zu ertragen hatte und auch

an Stelle der ursprünglichen Wälle und geschlossenen Höhenrücken breitet sich jetzt ein regelmäßig abgeflachtes Plateau mit schwachen Erhebungen aus. Nur der innere Bau, das Material der Ablagerungen klärt uns darüber auf, daß wir uns hier wirklich inmitten einer Moränenlandschaft befinden, die ihre äußerlichen Kennzeichen nahezu völlig eingebüßt hat.

Die Altmoränen legen sich von außen wie ein Gürtel um die prächtig erhaltenen, während der Würmvereisung aufgeschütteten Jungmoränen. Diese reichen also nicht so weit ins flache Land hinein wie die älteren, d. h. die letzte Kälteperiode war nicht so streng wie die früheren, es blieb ein größerer Teil des Vorlandes eisfrei. Ein paar Beispiele mögen den Unterschied klar machen. Östlich von München treten am Rand der Kiesebene zwei deutlich getrennte Endmoränenwälle hervor, die zu verschiedenen Zeiten vom Jungglacier aufgeschüttet wurden (vgl. die Kartenskizze Abb. 86). Der innere jüngere Wall zieht vom scharfen Knick der Mangfall über Aying, Kirchseeon und Ebersberg nach Haag, wo er seinen nördlichsten Punkt erreicht; hier biegt er nach Südosten zurück und läßt sich weiterhin bis ans Nordufer des Chiemsees verfolgen, wo er mit dem Moränenwall des Chiemseeglaciers zusammenfließt. Aus diesem bogenförmigen Verlauf schließen wir, daß die gewaltigen, aus dem Innthal hervorquellenden Eismassen sich fächerförmig über das Vorland ausbreiteten; das gesamte, von den jüngeren Wällen eingeschlossene Gebiet ist eine typische Moränenlandschaft mit unaufhörlichem

Wechsel von Berg und Tal; nur an einzelnen Stellen öffnen sich weite Niederungen, die Beten ehemaliger, von Sumpf, Moor und Torf verdrängter Seen. Ganz verschwunden ist der Rosenheimer See, dessen Stelle jetzt die öden „Moos“ und „Fitz“ des Rosenheimer Beckens einnehmen; er begann bei Fischbach im Innertal als schmaler, von hohen Felswänden umrahmter Gebirgssee, wuchs dann beim Austritt aus dem Gebirge in die Breite, gabelte sich mehrfach und entsandte strahlenförmige Ausläufer ins Alpenvorland. An Flächeninhalt gab er dem heutigen Bodensee nicht viel nach. Auch der Chiemsee war zu jener Zeit fast doppelt so groß wie heute.

gen bleiben sanft, die Abhänge flach, und da muß man es geradezu ein Wunder nennen, daß am Ostrand der Münchener Schotterebene ein großer Endmoränenwall der Rißzeit der Zerstörung entgangen ist. Als deutliche Geländestufe läßt er sich im Zusammenhang etwa von Poing bis in die Gegend von Erding verfolgen.

Vor diesem Wall breitet sich das 45 km lange Erdinger Moos aus, ein völlig ver- sumpftes und vertorfte Stück der Münchener Riesfläche; dahinter aber liegt der mit Löß und Lehm bedeckte, also sehr fruchtbare Boden der Altmoränen. Mit treffenden Worten schildert die Landschaft ein älterer Schrift-



Abb. 88. Endmoränenwall der Würmzeit bei Ebenhausen i. Isartal. (Phot. Dr. B. Lindemann.)

Die München-Rosenheimer Eisenbahn bleibt bis Kirchseeon in der Schotterebene; hier durchschneidet sie den jüngeren Endmoränenwall, der dicht am Bahnhof in mehreren Steinbrüchen prächtig aufgeschlossen ist, und durchquert nun langsam fallend die bergige, waldige Moränenlandschaft des Jungletschers. Hinter Ostermünchen blickt man über das kup- pige Gelände hinweg auf die ferne, von blauem Dunst umflossene Kette der Hochalpen. Dann beginnt die Bahn stärker zu fallen und senkt sich, weite Schleifen ziehend, in das Becken des ehemaligen Rosenheimer Sees (Profil Abb. 87).

Dieses ganze Gebiet gehört der jüngsten oder Würmvergletscherung an. Viel weiter nördlich erstreckten sich die Gletscher der Rißzeit, deren Moränen noch die Gegend um Schwaben und Erding bedecken. Ihrem höheren Alter entsprechend, sind sie weit stärker abgetragen und haben zum größten Teil ihre kennzeichnenden Formen eingebüßt. Allerdings ist das Land noch hügelig, aber die Erhebun-

stellen, den L. v. Ammon wie folgt an- führt: „Es gibt hier (d. h. rings um Erding) nichts Wildes, nichts Außerordentliches; sanfte Hügel und anmutige Täler wechseln mit un- übersehbaren Ebenen, in denen ein Meer von Getreide dahinwalle.“ Auf den Hochflächen ist allerdings der Löß oft entkalft, wodurch der Boden beträchtlich an Fruchtbarkeit verloren hat; er eignet sich dann nur noch zur Wiesen- kultur. Merkwürdig ist nun, daß der Löß ausschließlich die Altmoränen verhüllt und im Gebiet der Jungmoränen vollständig fehlt. Wohl läßt er sich gelegentlich bis an den Fuß der Jungmoränen verfolgen; hier bricht er aber plötzlich ab und kommt auch hinter den Mo- ränenwällen nirgends mehr zum Vorschein.

Diese auffällige Erscheinung kehrt bei den Schottern des Alpenvorlandes wieder, über- haupt findet sich nirgends am Nordsaum des Gebirges, von Wien bis Lyon, echter Löß und Lößlehm auf den Schottern und Moränen der Würmvereisung, während beide auf den

älteren glazialen Ablagerungen regelmäßig vorkommen. Wie sollen wir uns das erklären? Der Löß ist, wie wir früher sahen, ein Absatz gewaltiger Staubstürme, die kurz nach dem Abschmelzen des Eises aus den noch kahlen Moränen-, Kies- und Sandfeldern alles feine, staubförmige Material herausbliesen und in die Ferne trugen. Viegen bleiben konnte der Staub erst jenseits der Moränen- und Schotterwüste, auf dem Tundren- und Steppengürtel, der das vergletscherte Land in einiger Entfernung umschloß; denn nur hier gab es vorerst eine Moos- und Grasdecke, die dicht genug war, um ihn aufzufangen und festzuhalten. Wenn also der Löß auf den Würm moränen fehlt, so trägt wohl ihr Mangel an Pflanzenwuchs die Schuld; die weiter vorgeschobenen Altmoränen lagen dagegen schon in der Steppenzone und konnten den herübergewehten Staub, wenigstens zum Teil, festhalten. Die Hauptmasse flog allerdings weiter nach Norden und fiel auf das jungtertiäre Hügelland zwischen Schotterzone und Donau, wo der Löß, wie am Eingang dieses Abschnittes hervorgehoben wurde, in ansehnlicher Mächtigkeit verbreitet ist.

Die Löß- und Lehmdecke der Rißmoränen würde also gar nicht aus der Rißzeit stammen, sondern sich erst am Schluß der Würmzeit ihnen aufgelagert haben. Diese zunächst rein theoretische Annahme wird durch folgende Tatsachen gestützt. Zunächst steht fest, daß die Altmoränen schon bedeutend erodiert, abgehöht und verwaschen waren, als der Staub sich auf ihnen ablegte; sie hatten offenbar eine lange Periode der Abtragung und Verwitterung durchgemacht, die mit der jüngsten Zwischeneiszeit zusammenfallen dürfte. Schon diese Beobachtung zwingt uns, die Lößbildung erheblich später anzusetzen als die Rißzeit. Aber könnte der Löß nicht in der eben erwähnten Zwischeneiszeit entstanden sein? Dem widersprechen durchaus die Versteinerungen, die er führt. Wir finden in ihnen nicht den geringsten Hinweis auf ein wärmeres Klima, es ist die typische, den Bedingungen der Eiszeit angepaßte Tierwelt, die auf den Tundren und Steppen des Gletschervorlandes zu Hause war. Die Lößfauna trägt glazialen, nicht interglazialen Charakter.

Den Ausschlag geben jedoch die im Löß enthaltenen Werkzeuge des Urmenschen. Sie stehen denen der sogenannten Madeleinestufe*) so nahe, daß sie unmöglich be-

*) Diese Stufe hat ihren Namen von der Made-

deutend älter sein können. Schon zur Lößzeit begann die Herstellung von Knochengewerten und die kunstvolle Bearbeitung der Reintiergeweihe, eine Industrie, die im Lauf der Madeleinezeit (Schichten vom Schweizerbild bei Schaffhausen) ihre Blüte erreichte. Auch die Steinwerkzeuge aus dem Löß gleichen oft bis ins einzelne den entsprechenden Fundstücken aus den älteren Madeleineschichten, z. B. in den häufig vorkommenden, wie Lorbeerblätter geformten Speer- oder Pfeilspitzen. Nun gehört die Madeleinekultur ganz zweifellos in den letzten Abschnitt der Würmvereisung und fällt zum großen Teil mit einer Periode zusammen, in der die Gletscher stark abgeschmolzen waren (Menschenjüngling, vgl. unten). Folglich muß der Löß, wenn er nur wenig älter ist, zu Beginn dieser Schmelzperiode entstanden sein.

Wie steht es aber mit den früheren Schmelzperioden? Stammt der Löß wirklich von den Staubmassen, die der Wind aus den kahlen Moränen und den vom Eis befreiten Geröllhalden des Hochgebirges herausblies, so müßte, wie leicht einzusehen, jede Zwischeneiszeit mit einer weitreichenden Staubverwehung beginnen. Wie es Riß-, Mindel- und Günzschotter gibt, sollte auch ein Riß-, Mindel- und Günzlöß vorhanden sein. Diese älteren Staubabfälle hat jedoch die Erosion zum weitesten Teil zerstört; nur an Stellen, wo verschiedene Schotter einander überlagern, sieht man häufig dünne lehmige Zwischenschichten, vermutlich die letzten Reste ehemaliger, weitausgebreiteter Lößdecken. Die beobachten wir z. B. im Jartal, wo im Steinbruch des Elektrizitätswerkes ein gelbes Lehmband die Mindelnagelschicht von der Rißnagelschicht scheidet. An anderen Stellen zeigt sich der Lehm zwischen dem Riß- und Würmschotter. Bleibt es auch mitunter zweifelhaft, ob wir es mit echtem Lößlehm oder gewöhnlichem Verwitterungslehm zu tun haben, so klären uns doch die hier und da übrig gebliebenen Reste von unverlehmtem Löß (der noch seine kennzeichnenden Landschnecken, *Helix arbustorum*, *Succinea oblonga* u. a. enthält) hinreichend über den Ursprung der fraglichen Lehmischen ab.

Gewaltige Staubstürme leiteten die Zwischeneiszeiten ein, sie waren die Vorboten eines mildereren Klimas. Sobald sich die

Leinehöhle bei Périgord, wo unter anderem die berühmte, auf Elfenbein eingeritzte Zeichnung eines mit langem Haarpeß besetzten Mammuts gefunden wurde.

Gletscher bis an den Rand des Hochgebirges zurückgezogen hatten, faßte die Steppenvegetation auf den Moränen Fuß; ihr folgte nach Jahrhunderten oder vielleicht Jahrtausenden der Wald. Man kennt jetzt im nördlichen Alpenvorland eine stattliche Reihe interglazialer Ablagerungen, hauptsächlich Schieferkohlen, deren reiche Pflanzenwelt eine gleichzeitige allgemeine Vergletscherung des Gebirges vollkommen ausschließt. Die damalige Schneegrenze war mindestens so hoch hinaufgerückt wie in der Gegenwart. Eigentümlicherweise liegen die bedeutendsten Fundstellen fast sämtlich auf schweizerischem Boden. Schon seit Mitte des vorigen Jahrhunderts sind die Schieferkohlen von Dürnten und Weßikon (Kanton Zürich) bekannt, alte, von Moränen überschüttete Dorflager, die vermutlich aus der mittleren (zweiten) Zwischeneiszeit stammen.

Die Pflanzen, aus denen diese Kohlen hervorgingen, wuchsen zum großen Teil noch heute in derselben Gegend. Der berühmte Schweizer Pflanzenpaläontologe D. Heer bestimmte darunter folgende Bäume und Sträucher: Fichte, Föhre oder Kiefer, Eibe, Birke, Bergahorn und Hasel. Dazu kommen noch mehrere Kräuter, Wasserpflanzen und Moose, z. B. Fieberklee, Schilfrohr, Seebirse, Himbeere, Wassernuß, Sumpflabkraut und bemerkenswerterweise jene purpurrot blühende *Serotose*, *Brasenia purpurea*, die auch in den interglazialen Gewässern Norddeutschlands häufig war, seit der letzten Vereisung aber in Europa ausgestorben ist (vgl. S. 71). Ihr und der Eibe Vorkommen läßt mit Sicherheit auf ein dem heutigen recht ähnliches Klima schließen; denn die jetzt immer seltener werdende Eibe gedeiht am Nordsaum der Alpen nur in ziemlich tiefen Lagen und bleibt stets 700–800 m unter der Waldgrenze; daraus ergibt sich, daß zur

Zeit der Dürntener Kohlenbildung geschlossene Wälder das Gebirge bis zu rund 1400 m Höhe bedeckten. Schon damals war jedoch die Eibe kein häufiger Baum, und auch die Fichte spielt keine große Rolle in den Schieferkohlen; Föhren- und Birkenstämme, die im Dorfmoor versunken sind, bilden neben den Moosen das Hauptmaterial der Flöße.

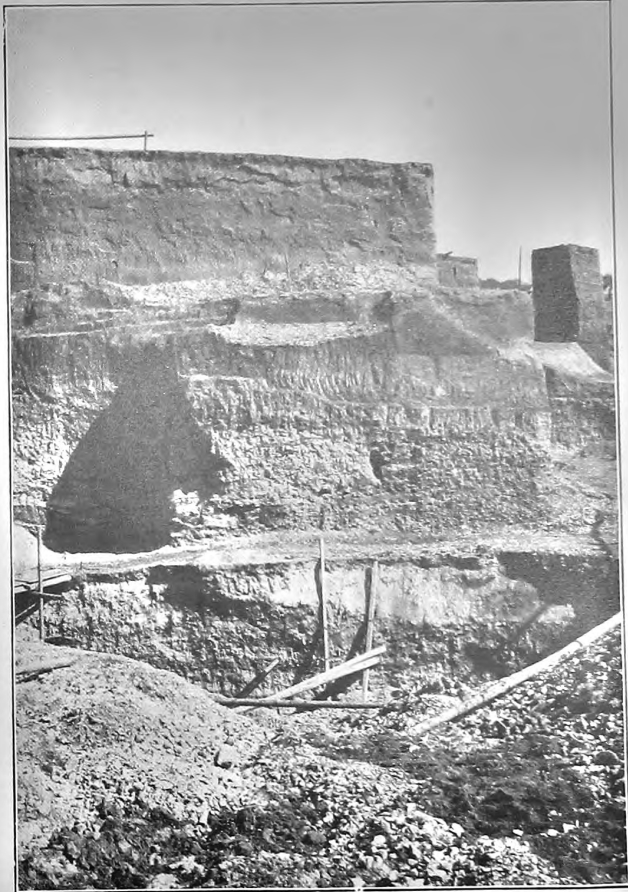


Abb. 89. Diluvialer Hochterrassenschotter, überlagert von Löss. Kiesgrube bei Steinheim an der Murr. (Phot. v. d. Grappen.)

Sehr auffällig ist der altertümliche Charakter der Säugetierwelt. An Stelle des Mammut und des wollhaarigen Nashorns, die uns in den interglazialen Schichten Norddeutschlands so häufig begegnen, erscheinen hier im Schweizer Hügelland der Altelefant (*Elephas antiquus*) und das Mercksche Nashorn (*Rhinoceros Mercki*), zwei das ältere Diluvium kennzeichnende Tiergestalten. Der

Altelefant, dessen Backenzähne sich durch geringere Zahl der Schmelzfalten von denen des Mammuts unterscheiden, kommt schon im Pliozän vor; er wie auch das Mercksche Nashorn stellten jedenfalls etwas höhere Ansprüche an Klima und Nahrung als ihre jungdiluvialen Verwandten. Mit ihnen zusammen hausten in den Kiefern- und Birkenwäldern der Ur, Elch und Edelhirsch, Tiere, die wir ja auch aus dem norddeutschen Interglazial kennen; dagegen fehlt, wie nicht anders zu erwarten, der typische Bewohner der eiszeitlichen

zu Boden sanken und in der Torfmasse eingebettet wurden. Die nachgewiesenen beiden Arten, *Donacia discolor* und *sericea*, bevölkern noch heute die Schweizer Sümpfe und Seen. In den fettigen Schichten unter den Kohlen fand man gelegentlich kleine, schwarze Flügel und Schuppen von Lauffäfern, die wohl am Rand der ins Moor fließenden Bäche lebten und bei Überschwemmungen zugrunde gingen.

Mehrere andere, unter oder zwischen Moränen liegende Ablagerungen schließen sich in



Abb. 90. Aufschluß bei der Endmoräne von Welschingen im Hegau (vgl. Bd. I, Abb. 247). Fluvio-glaziale Sand- und Kielesschichten (man beachte die diagonale Schichtung), darüber Würm-Moräne. (Phot. v. d. Crappen.)

Steppen, das Renntier, in den Dürntener Schieferkohlen vollständig.

Aus dem Kreis der niederen Tierwelt sind hauptsächlich Käfer auf uns gekommen. Fliegendecken von Rohrfäfern (Donazien) findet man, wie D. Heer angibt, zu Hunderten in den Kohlen eingestreut; sie haben ihre erzfärbigen, blauen oder grünen Farbtöne bewahrt und bilden jetzt glänzende, bunte Flecken in der schwarzen Grundmasse. Jedenfalls lebten die Tiere auf den Sumpf- und Wasserpflanzen des Torfmoors, gerieten bei ihrem Tode ins Wasser und fielen auseinander, wobei die Hartteile, also namentlich die Flügeldecken,

ihrer Flora eng den Dürntener Schieferkohlen an und müssen deshalb ebenfalls interglazial sein. Ich erwähne die bedeutenden Kohlenflöze von Uznach im Kanton St. Gallen, denen allerdings jene altertümlichen Tierformen, Altelefant und Mercksches Nashorn, zu fehlen scheinen, ferner die Schieferkohlen von Mörshühl unfern des Bodensees, wo neben Fichte, Kiefer und Birke auch die wärmeliebende Eiche vorkommt; die Kalktuffe von Flurlingen gegenüber Schaffhausen, in denen neben Bergahorn, Eiche, Tanne, Eibe eine entschieden südliche Pflanze, der heute dort nicht mehr wild wachsende Buchsbau, gefunden wurde;

endlich die Süßwassertone von St. Jakob an der Wirs bei Basel mit einer Flora, wie sie jetzt in der alpinen Buchenregion gedeiht. Die berühmteste interglaziale Ablagerung, um derenwillen schon manch wissenschaftlicher Strauß ausgefodert wurde, liegt jedoch weitab vom Vorland an der Grenze der Kalk- und Zentralalpen, bei Hötting oberhalb Innsbruck. Wenn sie wirklich, was nach Pends Untersuchungen kaum noch bezweifelt werden darf, interglaziales Alter besitzt, so wäre bewiesen, daß in dieser Zwischenzeit die Gletscher viel stärker abgeschmolzen waren als in der Gegenwart; denn auf der Höttinger Alm wuchsen damals Pflanzen, die eine um 2 Grad höhere mittlere Jahrestemperatur verlangen als jetzt in diesen Gegenden herrscht.

Das Gestein, das diese wärmeliebenden Pflanzen birgt, ist eine zwischen Moränen eingelagerte Breccie, zusammengesetzt aus altem, fest verkittetem Gehängeschutt. Unfern der Hungerburg bei Innsbruck wird die Breccie in großen, an der roten Farbe der Felsen weithin kenntlichen Steinbrüchen ausgebeutet; die reiche Pflanzenfundstätte liegt jedoch erheblich höher, im tiefen Einriß des Roßfallahners unter der Höttinger Alm, nicht weit von seiner Mündung in den Höttinger Graben (die Stelle ist nur geübten Bergsteigern zugänglich). Von den zahlreichen hier erbeuteten Pflanzen, die zum weitaus größten Teil noch heute in Nordtirol zu Hause sind, interessieren uns vor allem die fremdartigen, nach dem Süden deutenden Arten. Es sind dies: 1. der Buchsbaum, der in den Zwischenzeiten ja auch bei Schaffhausen gedieh, 2. der sogenannte Höttinger Kreuzdorn, sehr ähnlich dem breitblättrigen, auf den Kanarischen Inseln heimischen Kreuzdorn; 3. die pontische Alpenrose, ein den heutigen Alpen vollkommen fremdes Gewächs, dessen jetziger Verbreitungsbezirk ganze fünf Breitengrade südlicher liegt, am Südufer des Schwarzen Meeres, in der Gegend von Trapezunt, wo die mittlere Jahrestemperatur mindestens 3 Grad höher ist als auf den Almen bei Innsbruck.

Diese Alpenrose ist zweifellos das interessanteste interglaziale Fossil, das je gefunden wurde. Sie gedieh damals auch in den Südalpen, z. B. bei Lugano, bei Ré im Vigezzotal, bei Pianico unfern des Jesosees usw., doch ist hier, am Rand der warmen italienischen Tiefebene, ihr Vorkommen weniger auffällig. Man könnte vielleicht denken, es handle sich

bei Innsbruck nur um einige verstreute Ausläufer der Pflanze, die sich vorübergehend soweit nach Norden vorgewagt hätten, aber dem widerspricht die außerordentliche Häufigkeit ihrer Blätter in der Höttinger Breccie; offenbar überwucherte das Gebüsch dieser pontischen Alpenrose weit und breit die Abhänge und spielte im Vegetationskleid des Gebirges ungefähr eine ebenso bedeutende Rolle wie die an Schnee und strengen Frost gewöhnten Alpenrosen unseres Zeitalters.

Abgesehen von jenen drei südlichen Typen trägt die interglaziale Höttinger Pflanzenwelt einen durchaus gemäßigten Charakter; alle eigentlich alpinen und nordischen Arten fehlen, Kiefer, Edelkranz, Eibe, Faulbaum, Bergahorn, mehrere Weiden, die gemeine Brunelle, die buchsbaumblättrige Kreuzblume, die wollige Schlinge, die Schattenblume bilden den Hauptinhalt dieses merkwürdigen, wohl durch eine Mur verschütteten Pflanzengrabes. Auch die Sommerlinde, Rotbuche, Vogelfirsche, Feldulme, Weißerle, Eberesche wuchsen zu jener Zeit auf der Höttinger Alm, werden aber viel seltener gefunden. Unter den Blumen begegnen wir ferner dem wohlriechenden Veilchen, der Maiblume und einer altertümlichen Varietät des Huplattichs.

In welcher der drei Zwischenzeiten die Breccie abgelagert wurde, ist noch nicht festgestellt. Einmal aber — das geht mit Sicherheit aus diesen Funden hervor — waren nahezu die gesamten Ostalpen eis- und schneefrei; denn wenn das Klima im Durchschnitt zwei Grad wärmer war als in der Gegenwart, lag auch die Schneegrenze rund 400 m höher. In den Kalkalpen konnten sich dann keine Gletscher oder Schneefelder mehr halten, und auch die meisten zentralalpinen mußten reiflos verschwinden; nur die höchsten Gipfel der Tauern, der Zillertaler und Ötztaler Alpen ragten noch über die Schneegrenze empor und trugen kleine Hängegletscher. Welch krafter Gegensatz zu der Zeit, als sämtliche Haupttäler mit mächtigen Eisströmen ausgefüllt waren und der Rheingletscher sich bis zur Donau, der Jüngletscher sich bis jenseits München vorgeschoben hatte!

Seit kurzem wissen wir auch, daß der Mensch bereits während der letzten Zwischenzeit das schweizerische Molasseland bewohnte und seine Jagdzüge hoch hinauf ins Gebirge ausdehnte. Ein vielleicht Generationen hindurch benutzter Lagerplatz befand sich in der durch Scheffels „Eckhard“ poetisch verklärten

Wildkirchlihöhle, unfern der Ebenalp zu Füßen des Säntis. Zu jener Zeit muß die Ebenalp samt den umliegenden Höhen ein ergiebiges Jagdgebiet gewesen sein; denn im Höhlenlehm fanden sich die Überbleibsel von etwa tausend Höhlenbären, die der Steinzeitmensch erlegt und in den Grotten verzehrt hat. Dazu kommen noch Reste vom Höhlenlöwen und panther, vom Wolf, Dachs, Edelhirsch; und auch das eigentliche Alpenwild ist durch Gemse, Steinbock und Murmeltier vertreten. Im ganzen, wie man sieht, eine echte Waldfauna, die zu ihrem Gedeihen ein dem heutigen ähnliches Klima voraussetzt. Demgemäß fehlen am Wildkirchli, wie in den Schieferkohlen von Uznach und Dürnten alle Steppenbewohner, namentlich Pferd und Rentier.

Rein geologisch läßt sich allerdings das interglaziale Alter dieser Höhlenschicht nicht beweisen; denn Moränen, die sonst zur Altersbestimmung dienen, konnten sich natürlich im Innern der Höhle nicht bilden. Überhaupt lag wohl die Ebenalp noch über der Oberfläche der eiszeitlichen Gletscher. Da nun die oben geschilderte Tierwelt auch nach der Würmzeit in den Alpen lebte, so haben einige Geologen die Vermutung ausgesprochen, die „Kulturischicht“ am Wildkirchli sei gar nicht interglazial, sondern stamme aus dem Beginn der gegenwärtigen Periode. Dem widerspricht jedoch die Kulturstufe jener Höhlenbärenjäger, deren Steinwerkzeuge und -waffen viel zu roh sind, um einer so späten Zeit anzugehören. Was bislang in der Höhle gefunden wurde, trägt durchaus den Charakter der sogenannten Moustierstufe, von der wir mit Sicherheit wissen, daß sie älter ist als die Madeleinekultur (vgl. S. 118). Nun begann aber die Madeleinekultur noch während der letzten großen Vereisung; die Moustierzeit fällt also in eine noch frühere Periode; sie reicht mindestens ein gutes Stück in die letzte Zwischeneiszeit hinein, fällt sie sogar wahrscheinlich ganz aus. Folglich dürfen wir die Funde vom Wildkirchli nicht später stellen als an den Schluß dieses warmen Zeitraums.

Die Geschichte der Eiszeit ist eine unterbrochene Kette großer und kleiner Klimaschwankungen, ein beständiges Anwachsen und Wiederabschmelzen der Gletscher, das sich oft auch innerhalb der eigentlichen Vereisungen deutlich bemerkbar macht. Wird der Gletscherückgang allgemein und führt er zu einer fast vollkommenen Ausaperung des Gebirges, so

sprechen wir von einer Zwischeneiszeit. Nicht jedesmal wichen jedoch die Gletscher bis in die innersten Winkel der Alpen zurück, manchmal machten sie auf halbem Wege Halt und verharrten, noch einen großen Teil des Gebirges bedeckend, längere Zeit in einer Stillstandslage. Dann genügte eine geringfügige Abkühlung des Klimas, um sie wieder bis ins Vorland hinauswachsen zu lassen.

Eine derartige Gletscherschwankung, bei der die Alpentäler bis weit hinauf eisfrei wurden, ereignete sich während der Würmzeit. Auf dem Höhepunkt der Vereisung hatten sich, wie der weit herausgehobene Kranz der Jungmoränen zeigt, Jsar- und Innegletscher bis in die Gegend von München erstreckt, jetzt schrumpften sie zusammen und gingen nicht weniger als 120 bezw. 180 km zurück! Bis über Imst hinauf wurde das Innthal eisfrei, und auch die mächtigen, aus dem Ziller-, Stubai- und Ötztal kommenden Seitengletscher blieben in einiger Entfernung vor der Tal-mündung stehen; der Stubai- und Ötztal-erzgebirge oberhalb Schönberg, der Wipptalgletscher bei Matrei usw. Aus dem Jsar- und Loisachthal hatte sich das Eis vollständig zurückgezogen. In die vom Eis befreiten Haupttäler ergossen sich zahlreiche, wildströmende Gletscherbäche, verschütteten sie mit ihrem Geröll und bauten daraus mächtige Ablagerungen, die jetzt als Terrassen die Talflanken begleiten. Ein stark entwickelter Schuttkegel liegt an der ehemaligen Mündung des Achensees bei Penz; damals floß nämlich der aus dem Achental kommende Bach zum Inn (während der heutige Abfluß des Achensees nach Norden zur Jsar geht, weil spätere Moränen das Tal abgedämmt haben). Nach dieser Ortlöcherkeit hat nun Penz die ganze Periode des vorübergehenden Gletscherückzuges die „Achenschwankung“ genannt. Die großartigste Bildung dieser Zeit ist die aus Schottern und Deltaabfällen erbaute Terrasse des Innsbrucker Mittelgebirges, auf der sich zwischen Schwaz und Hall der prächtige Gnadenwald ausbreitet.

Die bedeutende Mächtigkeit der Terrassen läßt auf eine ziemlich lange Dauer der Achenschwankung schließen. Damit steht im Einklang, daß sich inzwischen bereits der Wald ins Gebirge wagte; wir treffen z. B. bei Groß-Weil unfern des Kochelsees in Oberbayern ein Schieferkohlenflöz, das nach seinen Lagerungsverhältnissen in dieser Zeit entstanden sein muß. Allerdings dürfen wir auch

nicht annähernd eine so reiche Pflanzenwelt erwarten wie in der Hörtlinger Zwischeneiszeit; dazu war es viel zu kalt; trug doch das benachbarte Wetterstein- und Karwendelgebirge noch zahlreiche, wenn auch kleine Gletscher. Die Achenschwankung war eben keine richtige Zwischeneiszeit, sondern nur ein Ansat zu. Abgesehen von verschiedenen Moosen, enthalten die Groß-Weiler Kohlen nur Reste der Kiefer; in gleichalterigen Schichten bei Innsbruck sollen auch Stammstücke der Edeltanne (*Picea excelsa*) vorkommen.

Als nun die Bewegung wieder in ihr Gegenteil umschlug, richtete zunächst der Zillertalgletscher vor und legte sich bei Jenbach wie ein Damm quer vor das noch eisfreie Inntal, wodurch der Inn zu einem mächtigen See aufgestaut wurde. Diesem Wasserbecken, das weit über Innsbruck hinaus, etwa bis Mög, reichte, war jedoch nur eine verhältnismäßig kurze Lebensdauer beschieden, denn die von beiden Talflanken herabkommenden Bäche füllten es allmählich mit Schotter, Sand und Ton aus; und schließlich kam der Inngletscher selbst von Westen heran und deckte alles mit seinem Eismantel zu. Auch das Achental war von den Gletschern gesperrt, auch hier entstand ein Stausee, dessen Abkömmling der heutige Achensee ist. Die Wasserscheide bei Eben, die in der Gegenwart den Abfluß des Sees zum Inn verhindert, ist das Werk dieses letzten großen Gletschervorstoßes.

Innabwärts kamen diesmal die Gletscher nur bis Ruffstein, wo sie eine typische Moränenlandschaft mit wallartigen Rücken, kupigen Hügeln und abflußlosen Vertiefungen hinterließen. Nach den zahlreichen kleinen, vom Eis aufgeschütteten Hügeln, die im Volksmunde Bühle heißen, hat Penck diese Stillstandsphase des Inngletschers als das Bühlestadium bezeichnet; danach nennt man auch die ganze Periode der auf die Achenschwankung folgenden Vergletscherung den Bühlevorstoß. Sehr merkwürdig ist nun, daß dieser in gewissen, einander benachbarten Teilen der Alpen ganz verschiedene Stärke zeigt. Im allgemeinen blieb zwar das Vorland von neuer Vereisung verschont, die Bühlegletscher machten weit vor dem Ausgang der Täler Halt, und selbst der gewaltige Rheingletscher drang nur bis zum Südrand des Bodensees vor. Ganz anders aber war es im Isargebiet. Oberhalb Innsbruck schwoh das Eis, verstärkt durch die gewaltigen, aus dem Spital hervorbredenden Massen, abermals zu so bedeutender Höhe an,

daß es den Fernpaß und Seefelders Paß überschritt und wie bei den Hauptvereisungen in die Kalkalpen eindrang. Das Wettersteingebirge rechts und links umgehend, drang dieser Zweig des Inngletschers in das Isar-, Loisach- und Ammertal, füllte den Walchen-, Kochel- und Staffelsee aus und streckte seine Zunge bis in die Gegend von Weilheim vor, wo damals das Südufer des Ammersees lag. Nur 30 km blieb der Eisrand hinter den äußersten Grenzen der Würmvereisung zurück. Bedenken wir nun, daß etwas weiter östlich der Inngletscher bei Ruffstein, also noch ganz innerhalb des Gebirges stehen blieb, so erscheint diese Stärke, wenn auch räumlich beschränkte Vorlandvergletscherung sehr auffällig. Sie dürfte vornehmlich zwei Ursachen haben. Erstens liegt die Gegend um Weilheim rund 100 m höher über dem Meer als die von Ruffstein und ist eine raue Hochfläche, während das breite, tief eingeschnittene Unterinntal verhältnismäßig warm ist. Trotzdem hätte der über den Fernpaß herübergekommene Eisstrom das Vorland schwerlich erreicht, wenn ihm nicht — dies ist der zweite Grund — die Gletscher des Wetterstein- und Karwendelgebirges zu Hilfe gekommen wären. Erst diese Zuflüsse ließen das im Loisach- und Isartal stehende Eis zu so bedeutender Dicke anschwellen, daß es aus den Talpforten hervorquoll und ein ansehnlich breites Feld der bayerischen Hochebene überschwemmte.

Der Höhepunkt des Bühlevorstoßes liegt nach Penck rund 20 000 Jahre zurück, also weit vor den Anfängen der geschichtlichen Zeit.

Für die Alpen tragen diese 20 000 Jahre im wesentlichen den Charakter einer Schmelzperiode. Ganz allmählich, unter häufigen Schwankungen und gelegentlichen kleinen Vorstößen, wichen die Gletscher in die innersten Winkel der Alpen zurück, wo wir sie noch heutzutage antreffen. Zweimal scheinen sie ihren Rückzug längere Zeit unterbrochen zu haben; darauf deuten mächtige Endmoränen, die in bestimmten Abständen zwischen den weit vorgeschobenen Bühlmoränen und den heutigen Gletscherzungen die Täler durchqueren. Der ältere Stillstand, das Gschnitzstadium, entspricht ungefähr einer Vergletscherung, wie sie zur Zeit der Achenschwankung herrschte. Glücklicherweise erfolgte nun kein neuer Vorstoß — sonst wären die Alpen vielleicht jetzt noch unbewohnbar, — vielmehr nahm die Wärme bald weiter zu und zwang die Gletscher, sich auf die eigentlichen Hochtäler zu beschränken.

Erst einige hundert Meter unter ihren gegenwärtigen Enden machten sie zum zweiten Mal längeren Halt. Das war das Daunstadium.

Manches spricht dafür, daß diese letzte Etappe des Eisrückzuges noch gar nicht so weit hinter uns liegt. Bei Wanderungen im Hochgebirge wird man oft die Beobachtung machen, wie von einer bestimmten Grenze an die glazialen Formen, Moränenwälle, Felschliffe, Rundhöcker, Gletschermühlen usw. in auffällig guter Erhaltung hervortreten. Die ganze Landschaft trägt die deutlichsten Spuren einer erst seit verhältnismäßig kurzer Zeit verschwundenen Eisbedeckung. Ausgezeichnet ist das z. B. im oberen Ötztal zwischen Sölden und Zwieselstein zu sehen, ebenso in dessen Quelltalern, dem Gurgler und Benter Tal. Aus dem Stubaital gehört die großartige Rundhöckerlandschaft bei der Nürnberger Hütte hierher. Überall, wo die glazialen Formen eine so vollkommene Frische zeigen, befindet man sich im Bereich der Daunvergletscherung. Höchstens ein paar Jahrtausende können seit der Zeit verstrichen sein, als die Gletscher im Ötztal noch bei Sölden, im Stubaital bei Ranaft standen; denn Schliffe und Schrammen sind überaus vergängliche Gebilde, wofür nicht eine dicke Schuttedecke sie vor dem Zahn der Verwitterung schützt.

Man hat sich nun die Frage vorgelegt, ob das Daunstadium etwa in die geschichtliche Zeit hineinreiche. Diese beginnt für die Alpenländer mit der Eroberung durch die Römer. Es steht jedoch fest, daß einige römische Alpenstraßen über Pässe führten, die zur Daunzeit vergletschert sein mußten. So überschritt die aus dem Bergell nach Chur führende Straße den 2287 m hohen Julierpaß, was während des Daunstadiums unmöglich gewesen wäre. Aber auch die weit ältere Zeit der Pfahlbauten fällt schwerlich mit der Daunvergletscherung zusammen; denn der von den Pfahlbaumensichen des Salzkammerguts in bedeutenden Höhen des Gebirges betriebene Kupferbergbau verlangt eine niedrigere Lage der Schneegrenze, als sie für das Daunstadium wahrscheinlich ist. So bleibt nur die Möglichkeit, diese letzte Etappe der eiszeitlichen Vergletscherung in die jüngere, noch ganz metalllose Steinzeit zu verweisen. Die Bronzeperiode begann in Mitteleuropa um 1500 v. Chr.; ihr ging eine allerdings wohl kurze Zeit voraus, in der man neben geschliffenen Steingeräten schon rohgeformte Kupferwerkzeuge benutzte. Vor dieser Übergangszeit, also um 2000 v. Chr., würde das Ende des Daunstadiums anzusetzen sein.

Zweites Kapitel. Die oberrheinische Tiefebene.

Gegen Ende der Triaszeit sank das mitteleuropäische Flachland, um das bis dahin Wüste und Meer mit schwankendem Glück geringen hatten, auf lange Zeit unter den Meeresspiegel. Die zahlreichen, zeitweilig mit Wasser erfüllten Depressionen des Wüstenbodens, die Binnenseen, Sümpfe und Lagunen verbanden sich zu einer großen, einheitlichen Wasserfläche, in der die Tierwelt der rhätischen Stufe lebte (Zeitfossil: *Avicula contorta*). Von da an dauerte die Meeresbedeckung ununterbrochen bis zum Schluß der Jurazeit; erst die alljüngsten Juraablagerungen sind in Norddeutschland wieder festländisch (Münder Mergel, Purbeckfalk); in Schwaben aber fehlen sie ganz, woraus zu schließen ist, daß auch der Süden unseres Vaterlandes nach Ablagerung des weißen Jura aus dem Meer emportauchte.

Wie ich schon bei früherer Gelegenheit hervorhob, war das zwischen Jura- und Kreidezeit entstandene Festland als Ganzes von

kurzer Dauer; das nördliche und östliche Deutschland wurde allmählich wieder überflutet, und über den Böhmer Wald drang die See sogar bis nach Regensburg vor, aber Südwest- und Mitteldeutschland blieben größtenteils über Wasser und bildeten eine breite, vom Kreidemeer umflossene Insel, die als Kern des mitteleuropäischen Festlandes diese ganze Periode der Meeresherrschaft überdauerte (vgl. die Karte der zenomanen Meere, S. 31). Während nun ringsum in den überfluteten Gebieten die Schichten der oberen Kreide abgelagert wurden, fand auf unserer Insel der entgegengesetzte Vorgang statt: ihre Oberfläche, ein weites Jura-plateau, wurde erodiert, abgetragen und erniedrigt. Da sich diese Zerstörung Jahrmillionen hindurch bis zur Gegenwart fortgesetzt hat, so sind die Jura- und zum Teil sogar die Triasschichten auf weiten Strecken vollständig verschwunden; abgesehen von einigen kleinen, durch Zufall verschont gebliebenen

Resten, hat sich die ehemalige Juradecke nur auf der schwäbischen und fränkischen Alb im Zusammenhang erhalten.

In den jüngsten Abschnitten der Kreidezeit begann die süddeutsche Insel wieder zu wachsen und vereinigte sich im Osten mit dem russisch-böhmischen, im Westen mit dem französischen Landgebiet. Gleichzeitig gliederten sich ihr weite Räume Norddeutschlands an. Zur Gozänzeit (vgl. die Karte S. 42) ist die ehemalige Kreideinsel vollkommen Landfest geworden. Damals war die oberrheinische Tiefebene, jener breite Spalt der Erdrinde, noch nicht vorhanden; von Schwaben reichte das alte, allerdings schon stark erodierte, hügelige und von tiefen Schluchten durchsetzte Juraplateau über den heutigen Schwarzwald und die Vogesen hinweg bis weit nach Frankreich hinein. Ob sich die Formen dieser Gebirge bereits irgendwie im Gelände ausprägten, wissen wir nicht; keinesfalls darf man sie sich als hochaufragende Bergketten vorstellen, höchstens als flache Erhebungen, als sattelförmige Aufwölbungen der Juradecke. Möglicherweise lag der First des Gewölbes, also die höchste Erhebung des ganzen Landes, unmittelbar über der heutigen Rheinebene.

Zur Gozänzeit gab es auf dem oberrheinischen Festland einige große Süßwasserseen, deren kalkige Ablagerungen sich hier und da erhalten haben. Am bekanntesten ist der Kalkmergel des Baisberges bei Buchsweiler im Unterelsaß, ein mit Steinkernen von Sumpfschnecken (Paludinen) und Teller-schnecken (Planorbis) erfülltes Gestein, das auch einige interessante Säugetierreste, z. B. Zähne und Kieferstücke des tapirähnlichen Lophiodon, geliefert hat. Nach Lepsius hatte der Buchsweiler Süßwassersee ursprünglich eine große Ausdehnung auf dem jetzt zerstückten Juraplateau und reichte quer über die heutige Rheinebene bis in die Gegend von Langenbrücken im Kraichgau, wo ganz ähnliche gleichalterige Kalkschichten vorkommen.

Zwischen dem elsässisch-badischen Festland und der schmalen Alpeninsel wogte das von unzähligen Nummuliten bevölkerte Flyschmeer. Es scheint nun, daß bereits am Schluß der Gozänzeit ein Streifen des Olsaß tief genug absank, um dem Wasser des Flyschmeeres Einlaß zu gewähren. Wenigstens finden wir im Sundgau wie auch weiter nördlich in der Gegend von Weißenburg und Sulz unterm Wald Ablagerungen aus früholigozäner

Zeit, die, wie ihr Fossilgehalt anzeigt, im Brackwasser entstanden sind. Offenbar griff hier das Flyschmeer mit einer Bucht, in die vielleicht ein großer, vom rheinischen Schiefergebirge kommender Fluß mündete, tief in den süddeutschen Kontinent ein. In dieser Bucht lagerten sich die mächtigen unteroligozänen Kalksteine ab, die vor den Toren der Stadt Mülhausen in großen Steinbrüchen abgebaut werden und sich auf badischer Seite, bei Kleinems am Jsteiner Klotz, wiederfinden. Nach dem Hauptleitfossil, *Melania albigensis*, werden sie Melanientalke genannt; im übrigen enthalten sie ein Gemisch von Brack- und Süßwasserschnecken, eingeschwenunte Insekten und Pflanzen sowie vereinzelte Reste des „Alt-tiers“ (Palaeotherium), das einem alttertiären Seitenzweig der Pferdefamilie angehört.

Zeitweise waren gewisse Teile der Bucht vom offenen Meer abgeschnitten, so daß das Wasser in dem heißen Klima verdunstete und eine konzentrierte Salzlauge hinterließ, aus der sich Anhydrit, Stein Salz, ja sogar Kalisalz abschieden. Letztere hat man erst vor wenigen Jahren durch Tiefbohrungen aufgefunden. Ihr Vorkommen in einer so jungen Formation (die nord- und mitteldeutschen Kalisalzlager entstammen bekanntlich dem Zechstein) ist außerordentlich merkwürdig und erregte bei der Entdeckung das größte Aufsehen, zumal als sich bei fortgesetzten Bohrungen herausstellte, daß die Lager ungemein reich sind und ein hochprozentiges Salz liefern. Man hat den Kaliumgehalt des oberelsässischen Beckens auf 300 Millionen Tonnen geschätzt und berechnet, daß eine solche Menge den gegenwärtigen Weltbedarf auf 493 Jahre hinaus decken könnte.

Auch die annähernd gleichalterigen Schichten des Unterelsaß (bei Weißenburg und Sulz unterm Wald) besitzen technische Bedeutung: sie führen Petroleum und Asphalt. Schon im 15. Jahrhundert schöpfte man das mit einer Quelle aus der Erde fließende Erdöl des „Pechelbrunn“ bei Sulz und benutzte es als Lampenöl und Wagenschmiere; der regelrechte bergmännische Abbau schreibt sich vom Jahr 1745 her. Heutzutage hat man den Schachtbetrieb aufgegeben und gewinnt das Erdöl ausschließlich durch Bohrungen aus 300 bis 400 m Tiefe. Wiederholt wurden Springquellen erbohrt, die wie in Pennsylvanien mehrere Jahre hindurch große Mengen Rohöl, vermisch mit Wasser und Kohlenwasserstoffgasen, emportrieben; läßt allmählich der Gasdruck nach, so versiegt die Quelle, und das Öl, eine

dicke, schwarzbraune Flüssigkeit, muß nun künstlich heraufgepumpt werden.

Nach oben gehen die petroleumhaltigen Sandschichten in asphaltreiche Kasse über (Asphaltbergwerk bei Lobjann). Zwischen den Kalklagen kommen hie und da schwache Braunkohlenslöße vor, die zum Teil aus Koniferenholz, zum Teil aus Palmfasern hervorgegangen und aus dem Grunde merkwürdig sind, weil sie zuweilen Bernstein, fossiles Koniferenharz, einschließen. In denselben Schichten fand man auch Zähne des „eläjischen Kohlentiers“ (*Anthracotherium alsaticum*), eines primitiven Paarhufers, der die Größe eines Nashorns erreichte und ein Hauptbewohner der oligozänen Wald Sümpfe war. Seine Lebensweise mag der des Wildschweins geglichen haben, doch ist er nicht dessen Vorkäufer, sondern gehört einer anderen, heutzutage gänzlich ausgestorbenen Gruppe der Paarhufer an.

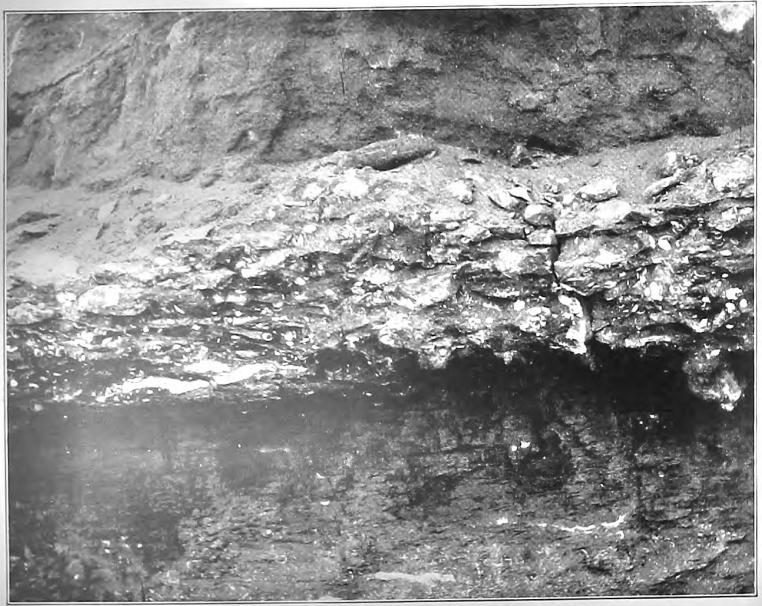
Nach Absatz der Petroschichten, also um die Mitte der Oligozänzeit, brach über das oberheinische Land jene gewaltige Katastrophe herein, die zur Entstehung des Rheingraben s führte. Das alte, von Schwaben bis nach Frankreich reichende Plateau zerbrach in der Mitte; es öffnete sich ein ungeheurer, vierzig Meilen langer und vier Meilen breiter Erds palz, der zwar heute bis zu einer gewissen Höhe durch jüngere Sedimente ausgefüllt ist, im übrigen aber mindestens noch ebensoweit klastet und offen steht wie zur Zeit seiner Entstehung. Diese heute vom Rhein durchflossene Spalte ist der mittlere Teil einer viel weiter reichenden Senkungszone, die sich nördlich bis zum Harz, südlich quer durch Jura und Alpen bis nach Tyrea am Rand der Poebene fortsetzt.

Wenn ich soeben von einer Katastrophe sprach, so war damit nicht gemeint, daß die Schichten, die vormalz die Rheinpalte überwölften, auf einmal, durch einen einzigen riesigen Zusammenbruch, bis auf den Grund des heutigen Rheingraben s abgesunken seien. Im Gegenteil: der Einbruch geschah allmählich, und das Endergebnis, wie wir es heute vor uns sehen, kam erst nach und nach, durch eine sehr große Zahl kleiner Einzelsenkungen, zustande. Allerdings drängen sich die stärksten und umfassendsten Senkungen in die Mitteloligozänzeit zusammen, aber die vielen jüngeren, zum Teil erst aus diluvialer und alluvialer Zeit stammenden Verwerfungen lassen keinen Zweifel, daß die Erdbewegungen, die

den Rheingraben schufen, bis in die geologische Gegenwart hinein fortgewirkt haben. Ja, selbst in unseren Tagen ist die Rheinebene noch immer ein ziemlich unsicherer Boden; das beweisen die fast alljährlich vorkommenden, zuweilen lange Zeit andauernden Erderschütterungen. Zwei Gegenden haben besonders häufig unter Erdstößen zu leiden: im Süden das Gebiet von Basel bis Straßburg und im Norden das mitten in der fruchtbaren Ebene gelegene Städtchen Groß-Gerau. Letzterer Ort wird periodenweise von „Erdbebenschwärmen“ heimgesucht, bei denen in Zeiträumen von 2–3 Jahren tausend und mehr Einzelsöße einander folgen. Die letzte dortige Erdbebenperiode währte von 1869–1873; es wurden z. B. allein am 31. Oktober 1869 von einem zuverlässigen Beobachter 53 Stöße aufgezeichnet.

Noch während der Mitteloligozänzeit schritt die Versenkung soweit fort, daß das Meer in die neu entstandene Tiefe eindrang und sich über das ganze Gebiet der heutigen Rheinebene verbreitete. Von welcher Seite die Fluten kamen, ist eine oft erörterte, aber noch unentschiedene Frage. Mit Ausnahme des Ostens, wo zweifellos die ganze Zeit über ein geschlossenes Festland lag, hat man alle Himmelsrichtungen dafür in Anspruch genommen. Wir wissen, daß die Rheinsee in etwas späterer Zeit sowohl mit dem norddeutsch-belgischen Meer (Rupeltonmeer) wie mit dem Molassemeer am Fuß der Alpen zusammenhing, aber bei der anfänglichen Überflutung scheinen diese Verbindungen noch geschlossen gewesen zu sein. Nach neueren Untersuchungen des Elsäßer Landesgeologen van Werveke wäre der älteste Meereseinbruch von Westen, vom Pariser Becken her erfolgt. Wenn dies richtig ist, so können damals die Vögel noch nicht existiert haben, da sie anderenfalls dem Wasser den Weg verlegt hätten. Übrigens sprechen auch andere Gründe dafür, daß die Vögel und der Schwarzwald erheblich jünger sind als der Rheingraben und erst während der Miozänzeit zu ihrer gegenwärtigen Höhe aufstiegen.

Am Rand beider Gebirge finden wir große Massen von Konglomeraten, zusammengebackenen Strandgeröllen, die aus der Zeit der ältesten Überflutung stammen. Nun zeigen diese Gerölle eine ganz andere Zusammenfassung, als man nach den heute dort anstehenden Felsarten erwarten sollte: es sind größtenteils Jura- und Neupergesteine.



1. Würzmühle bei Weinheim-Alzey: Verhärtete Sandsteinbank mit Fossilien
Meeresandstein (M. Oligozän)

Phot. Neuenhaus, Viebrich



2. Oberbayr. Tertiär: Rhonbachflöz b. Schliersee (Ob. Oligozän). Sandstück mit
Cyrena semistriata und *Cerithium margaritaceum*

Phot. Neuenhaus, Viebrich



3. Viebrich: Sandgrube bei der Elisabethhöhe am Heßler
Hydrobientalke, darüber Diluvium (Mosbacher Sande)

Phot. Neuenhaus, Viebrich



4. Viebrich: Grabenbruch in den Hydrobientalke am Heßler

Phot. G. Klemm, Darmstadt



Kreuznach und Wiesbaden, ziemlich häufig vor. Unser rheinischer Ton ist also ebenfalls mitteloligozänen Alters.

Der typische Septarienton läßt sich von Rassel, das noch im Bereich des Nordmeeres lag, durch die Wetterau und den Vogelsberg bis nach Offenbach am Main verfolgen; weiter ist er dann überall im Mainzer Becken entwickelt und bedeckt auch noch bei Weissenburg im Elsaß die früher geschichteten Asphalt-schichten. Soweit kam am Boden des Meeres, das frei über Nord- und Mitteldeutschland bis zum Oberrhein flutete, überall der gleiche tonige, mit Kalknollen gespickte Schlamm zum Absatz. Im Süden der Rheinebene treten jedoch Schiefer mit eigenartigen Fischen an seine Stelle. Sie liegen zumeist auf Strandgeröllschichten oder Meeresänden, nur bei Mülhausen unmittelbar auf dem unteroligozänen Brackwassererkalk (vgl. S. 125), und sind bei Altkirch im Sundgau sowie bei Hammerstein unweit Vörrach reich an versteinerten

Schlamm-schichten nahm ein Ende, als sich die heftige Meeresstraße schloß oder wenigstens sehr einengte und die Rheinsee nur noch im Süden mit dem offenen Meer in Verbindung stand. Unter solchen Verhältnissen mußte die langgestreckte, auf drei Seiten von Landmassen umschlossene Rheinbucht einer raschen Ausfüllung verfallen. Es erging der Rheinsee ganz ähnlich wie in einer etwas späteren Zeit dem schwäbisch-bayrischen Molassemeer: beim allmählichen Rückzug des Meeres aus Mitteleuropa blieben einzelne größere Wasserbecken zurück, die zunächst noch Brackwasser enthielten, aber nach und nach ihren Salzgehalt einbüßten und sich in große Süßwasserseen verwandelten. Gerade beim Mainzer Becken läßt sich diese Entwicklung in klarster Weise durch alle Stadien verfolgen. Die ersten Anzeichen, daß das Wasser anfängt, brackig zu werden, stellen sich noch während der Mitteloligozänzeit ein.

An günstigen Aufschlüssen kann man näm-



Abb. 94. Amphisyle Heinrichi. Vergrößert. (Nach Hechel.)

Knochenfischen. Unter diesen fällt die Gattung Amphisyle, von der jetzt noch drei Arten im Indischen Ozean leben, ihres merkwürdigen Körperbaues wegen besonders auf (Abb. 94). Es sind schmale Fischchen mit stark zusammengedrücktem Körper, dessen bepangelter Rücken hinten in einen langen, spizen Stachel ausläuft. Am seltsamsten sieht die weit vorgestreckte, röhrenförmige Schnauze der Tiere aus, an deren äußerstem Ende sich das kleine, zahnlose Maul öffnet. Zu den Heringen gehört die gleichfalls häufige Gattung Meletta, kenntlich an ihren dicken, radial gestreiften Schuppen. Sie ist zugleich ein Leitfossil der Glarner Dach- oder Fischschiefer, bei deren Beschreibung wir sie abgebildet haben (Bd. I, S. 177).

Daß die Elsässer Fischschiefer im gleichen Meer und zur gleichen Zeit abgelagert wurden wie der heftige Septarienton, wird durch das gelegentliche Zusammenkommen von Amphisyle und Meletta mit typischen Leitfossilien des Septarientons, z. B. Leda Deshayesiana, bewiesen. Bei Mersheim und Mörseheim liegen beiderlei Versteinerungen in der gleichen Schicht. Die Bildung dieser echt marinen

lich beobachten, wie der Septarienton nach oben allmählich in feinsandige Tonmergel übergeht, die neben einer Menge echt mariner Schalthiere schon einige wenige Brackwassermollusken führen, z. B. Zerithien und Hydrobrien. Zwischen den Mergeln treten hier und da feste Kalkbänke hervor, in denen die brackigen Versteinerungen zahlreicher werden, andererseits aber auch lose Sande (in Rheinhessen „Schleichsande“ genannt) mit der marinen Schnecken- und Muschelfauna der Mäzeyer Meeresände; selbst die dort so häufigen Strandkrebse, die Balanen oder See- tulpen, stellen sich hier wieder ein. Offenbar wechselten die Bedingungen der Sedimentbildung von Zeit zu Zeit, Salzgehalt und Tiefe des Meeres waren vielfachen Schwankungen unterworfen. Daß übrigens die Küste nicht weit entfernt war, ergibt sich aus dem Pflanzenreichtum mancher rheinhessischen Sand-schichten. Die schweizerische Molasseflora mit ihren zahlreichen Zim-, Kämpfer- und Feigenbäumen, ihren immergrünen Eichen und Myrizen bedeckte zur Oligozänzeit auch die Abhänge des Taunus und die benachbarten Niederungen. Der ganze Komplex dieser halb

brackigen, halb marinen Schichten wird als Elsheimer Meeresand bezeichnet.

In der nächsthöheren Stufe werden die marinen „Schleichsande“ selten, und brackige Schalthiere drängen sich in den Vordergrund. Nach der Hauptleitform, der konzentrisch gestreiften Muschel *Cyrena semistriata* (Taf. II, 3), die uns schon in der bayrischen Braunkohlenformation begegnete, hat man dieser Schichtengruppe den Namen *Zhyrenenmergel* gegeben. Ihr treuer Begleiter ist hier wie dort die prächtig verzierte Brackwasserschnecke *Cerithium margaritaceum* (Taf. II, 2). Diese beiden Mollusken haben sich in dem salzarm gewordenen Wasser des Mainzer Beckens so wohl gefühlt, daß sie sich geradezu ins Un-



Abb. 95. Cerithienfalk überlagert von pliozänen Sanden. Derheim b. Mierstein. (Phot. Neuenhaus.)

gemessene vermehrten und ihre versteinerten Gehäuse jetzt zu Hunderttausenden die Schichten füllen. Manche Kalkbänke von $\frac{1}{2}$ m Stärke bestehen fast ausschließlich aus ihren Schalen. Daneben kommen allerdings auch Fossilien der Elsheimer Meeresande vor, doch vorwiegend solche Gattungen, die sich leicht an brackisches Wasser gewöhnen, wie z. B. *Cominella cassidaria* (Taf. II, 1), eine nahe Verwandte der in der heutigen Nord- und Ostsee lebenden Wellhornschnecke, sowie die uns schon bekannte, perlmutterglänzende Muschel *Perna Soldani*.

Wie die oberbayrischen Braunkohlen an die dortigen *Zhyrenen*-Schichten gebunden sind (vgl. S. 99), so schließen auch die *Zhyrenenmergel* des Mainzer Beckens stellenweise, z. B. in der Mainau und Wetterau, Braunkohlenflöze ein, in denen sich Fossilien des Süßwassers finden.

Die Landhebung, welche die vormals

offene Rheinsee in eine abgeschlossene Bucht verwandelte, erreicht schließlich einen solchen Grad, daß bedeutende Teile des Mainzer Beckens aus dem Wasser auftauchten und sich dem nahen Festland angliederten. So war der eben erst abgelagerte *Zhyrenenmergel* trocken gelegt und dadurch den Angriffen der Erosion und Denudation ausgesetzt, wovon seine vielfach zerfurchte und abgetragene Oberfläche Zeugnis ablegt. Dem neugeschaffenen Lande war jedoch kein langes Dasein beschieden; es sank bald wieder unter und bedeckte sich mit frisch entstandenen Schichtabfällen. Wegen der vorübergehenden Trockenlegung klappt hier nun eine Lücke in der Schichtenfolge; der *Zhyrenenmergel*, dessen oberste Lagen fortgewaschen sind, schließt plötzlich ab, und darüber liegt ein Gestein ganz anderen Charakters: heller, fester, mit Weichtierschalen (hauptsächlich *Cerithien*) erfüllter Kalkstein (Abb. 95).

Das Wasser, in dem sich dieser Kalk abgelagerte, war, wie die Versteinerungen zeigen, noch immer brackig. Die zahllosen *Cerithien* verteilen sich auf mehrere Arten und Varietäten; von anderen Fossilien sind besonders häufig: *Mytilus Faujasi* und *Modiola angusta*, beides Riesmuscheln; *Perna Soldani* (Taf. II, 5), *Cytherea incrassata* (Taf. II, 4), *Pinna rugosa*, eine auffällige, spitzdreieckige Form, *Buccinum laticosta*, eine Wellhornschnecke usw. Die meisten dieser Mollusken sind Neuankömmlinge, frisch eingewanderte Formen; die damalige Rheinsee muß also noch immer irgendeine Verbindung mit dem offenen Meer gehabt haben.

Über das Alter des *Cerithienfalks* bestehen zur Zeit erhebliche Meinungsverschiedenheiten. Früher hielt man ihn allgemein für altmiozän, neuerdings sind aber gerade die hervorragenden Kenner des Mainzer Beckens anderer Ansicht geworden und betrachten ihn als jüngstes Glied der oligozänen Schichtenfolge. Maßgebend ist hierbei in erster Linie der Umstand, daß die Versteinerungen des *Cerithienfalks* gar keine miozänen Leitfossilien enthalten, sondern sich durchweg den älteren oligozänen Formen anschließen.

Eine scharfe Grenze zwischen den beiden Formationen läßt sich, wie es scheint, im Mainzer Becken überhaupt nicht ziehen. In den höheren Lagen dieser kalkigen Schichtenfolge werden die *Cerithien* spärlicher und treten allmählich ganz zurück, dafür vermehren sich die *Hydrobien* (kleine Uferschnecken) und *Zhyrenen* zu ungezählten Mengen. Schalen

Selbst zur Zeit der größten Eisverbreitung blieb das eigentliche Tiefland unvergletschert; die Schweizer Eisströme machten in beträchtlicher Entfernung vor Basel halt, und die Gletscher des Schwarzwalds und der Vogesen erreichten allerhöchstens den Ausgang einzelner Gebirgstäler. Moränen dürfen wir also in der Rheinebene nicht erwarten, wohl aber fluvio-glaziale Schotter und Sande. In der Tat haben verschiedene Bohrungen gezeigt, daß die Rheinebene bis in große Tiefen mit lockeren, von Gletscher- und Gebirgsflüssen herbeigeschwemmten Ablagerungen erfüllt ist; so sehen z. B. die Brunnen des Darmstädter Wasserwerks mit 96 m Tiefe noch im diluvialen Sande, und selbst ein 175 m tiefes Bohrloch bei Waldhof unweit Mannheim durchsank nur die Schichten des mittleren Diluviums, die vielfach Gerölle enthalten, wie sie der Rhein noch jetzt aus seinem Oberlauf mitbringt. Unter diesem mittleren Diluvium müßte nach Lepsius zunächst grauer altdiluvialer Ton folgen, und darunter würde man erst auf die tief abgesunkenen Tertiärschichten stoßen.

Die erstaunliche Mächtigkeit dieser Flußablätze läßt sich nur durch die Annahme erklären, daß die Rheinebene zur Diluvialzeit wieder ganz unter Wasser stand, d. h. ein großer Süßwassersee war, den der Rhein und seine Nebenflüsse nach und nach zuschütteten (vgl. S. 2). Überall, wo ein Fluß mündete, schob sich ein unaufhörlich wachsendes Delta in den See hinaus, wodurch dieser immer mehr eingeengt und schließlich in eine langgestreckte Stromrinne, das heutige Rheinbett, verwandelt wurde. In der älteren Diluvialzeit*) nahm jedoch der Rhein seinen Lauf noch nicht durch die nach ihm benannte Tiefebene, sondern floß von Basel geradeaus in westlicher Richtung weiter und mündete wahrscheinlich auf französischem Boden in die altdiluviale Rhone, die wie die heutige dem Mittelmeer zuströmte.

Zu dieser Zeit lagerten sich in den Seebecken zwischen Frankfurt und Darmstadt graue, sandige Tone ab, die bei weitem nicht so rein sind wie die oben erwähnten, altpliozänen Tone und deshalb nur zu gewöhnlichen Backsteinen gebrannt werden können. Durch Verwitterung wandeln sie sich in braune,

farbig gebänderte Lehme um. An einzelnen Stellen, z. B. bei Langen, enthalten sie altdiluviale Leitfossilien, wie *Valvata antiqua*, eine Kammschnecke, ferner Leich-, Maler-, Erbsen-, muscheln, Teller-, und zwar lauter Arten, die ausschließlich im Süßwasser zu Hause sind. Damals hatte also der Rheinfluss keinen Zusammenhang mehr mit dem Meere. Aus der übrigen Rheinebene (südlich von Darmstadt) kennt man diese ältesten Diluvialschichten nicht.

Ungefähr zur Zeit, als in den Alpen die Rißvereisung begann, scheint der Rhein seinen durch Frankreich gerichteten Lauf aufgegeben und sich bei Basel mit scharfem Knick nordwärts gewandt zu haben. Ob ihn eine neuerliche Senkung der Tiefebene dazu veranlaßte, oder ob der Durchlaß zwischen Vogesen und Schweizer Jura, den er bislang beengt hatte, sich infolge einer Landhebung schloß, ist eine noch ungelöste Frage. Von nun an schiebt der Rhein sein mächtiges Delta immer weiter nach Norden vor und erfüllt den See mit Sand- und Geröllmassen, die stellenweise an 200 m Mächtigkeit haben müssen; dieser Deltaschutt wird naturgemäß nach Norden zu immer feiner, so daß wir im eigentlichen Mainzer Becken vorwiegend feinkörnige Sande antreffen. Auch Main und Neckar beteiligten sich an der Zuschüttung des Sees und bauen vor ihren Mündungen mächtige und breite Schuttfächer auf, die man am abweichenden Charakter der Gerölle (viele Speisart- und Odenwaldgesteine, keine aus den Alpen und Vogesen) sowie an ihrem gröberen Korn von den Rheinanschwemmungen unterscheiden kann.

Ganz besonders ausgedehnt und mächtig ist das diluviale Neckardelta, das einen weiten, von Weinheim über Mannheim und Schwegingen nach Wiesloch reichenden Halbkreis umfaßt. Die ursprüngliche Mündung des Flusses lag unmittelbar bei Heidelberg. Ost ist jedoch der Rhein bei Hochfluten in den Bereich des Neckardeltas eingedrungen und hat sein buntes Kieselgeröll mit den Sandstein- und Muscheltalkschottern des Neckars vermischt. An anderen Stellen ist es zu keiner unmittelbaren Vermischung des Geröllmaterials gekommen, sondern es wechseln Neckar- und Rheinschichten in mehrfacher Wiederholung miteinander ab.

Der diluviale Rheinsand des Mainzer Beckens birgt hier und da reiche Fossilfunde. Weitans die berühmteste, durch eine Fülle von Säugetierresten ausgezeichnete Fundstätte bildeten die jetzt leider nicht mehr aufgeschlosse-

*) Es ist dies die Zeit des Deckenschotter, die der Rensselaer Günz- und Mindelvereisung mit der zugehörigen, ältesten Zwischeneiszeit entspricht.

nen Sandgruben von Mosbach, eines zwischen Wiesbaden und Biebrich gelegenen Dorfes. Als tiefstes Diluvium, unmittelbar über dem Pliozän, wurden hier die sogen. Taunusjochter beobachtet, sandige und lehmige Schichten voller Gerölle von Taunusquarzit, deren genaues Alter sich mangels Fossilien nicht ermitteln läßt. Darüber folgt Mainjochter mit der Flußmuschel *Unio crassus*, die jetzt im Donaugebiet lebt; diese Mainablässe heben sich durch ihre rötliche, von den zahllosen Buntsandsteinförmchen herrührende Farbe scharf von den

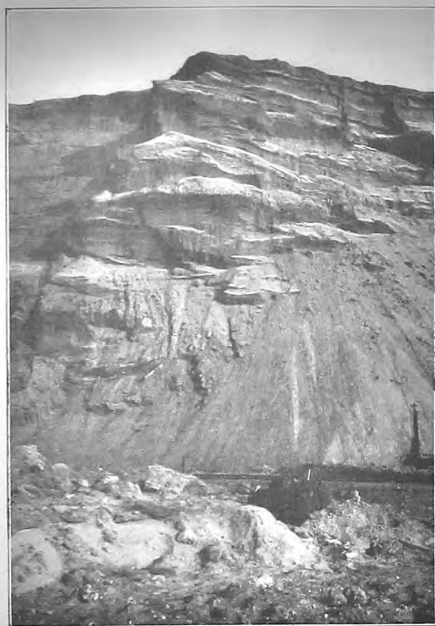


Abb. 101. Mosbacher Sande am Hefler bei Biebrich.
(Phot. Neuenhaus.)

grauen Rheinjoch ab, die über ihnen liegen und die Hauptmasse der Versteinerungen enthalten. Die ganze Schichtenfolge ist sehr bezeichnend für die häufigen Veränderungen der Flußläufe; zuerst war es ein nicht näher bekannter, aus dem Taunus kommender Fluß, der die Gegend um Mosbach mit seinen Schottern bedeckte; dann floß eine Zeitlang der Main über die Stelle, und schließlich, als die Zuschüttung des Sees schon weit vorgeschritten war, kam der Rhein und breitete über den älteren Schottern eine bis 9 m dicke Lage feiner, aus seinem Oberlauf stammender Sande aus.

Unter „Mosbacher Sand“ schlechthin versteht man diese zuletzt herbeigeschwemmten

Schichten; über ihnen liegt eine vom Wind zusammengeblasene Steppenablagerung, der Löss. Auf die reiche Molluskenwelt des Mosbacher Sandes (vorwiegend Kamm-, Schlamm- und Tellerchnecken, Erbsen- und Kugelmuscheln) kann ich nur beiläufig aufmerksam machen; wie Lepsius angibt, lebt die Mehrzahl der Arten noch jetzt am Mittelrhein und Main; einige kälteliebende Formen haben die Gegend verlassen und sich in die Alpen oder ins nördliche Rußland zurückgezogen, und nur wenige, die schon damals ziemlich selten waren, gelten als völlig ausgestorben. Die eigentliche Bedeutung der Fundstätte liegt in den Säugetierarten, die aus dem Grunde besondere Aufmerksamkeit beanspruchen, weil sie uns ein selten vollständiges Bild der interglazialen Waldfauna Mitteldeutschlands liefern.

Im Gegensatz zu den Mollusken ist die Mehrzahl dieser Vierfüßer ausgestorben oder wenigstens aus Mitteldeutschland verschwunden, nur Rothfisch, Reh, Wildschwein, Dachsch, Viber und Wühlmaus bewohnen, wenn auch zum Teil in sehr beschränkter Verbreitung, noch heutigen Tags das mitteldeutsche Waldgebiet. Manche der verschwundenen Formen, z. B. Büffel, Urloch, Luchs, hat der Mensch ausgerottet, andere sind vor den Unbilden des eiszeitlichen Klimas in wärmere Länder geflohen. Die fremdartigste Gestalt der Mosbacher interglazialen Tierwelt ist wohl ein dem heutigen Nilpferd sehr nahe stehendes Flußpferd (*Hippopotamus major*), das zur Oberpliozänzeit die Flüsse Südfrankreichs und Italiens in großen Herden bevölkerte, bei uns jedoch spärlicher vorkam und schon um die Mitte der Diluvialzeit erlosch. Ähnlich erging es dem Altelefanten, *Elephas antiquus*, sowie dem Merckschen Nashorn, zwei Charaktergestalten des älteren Diluviums, die in der Folgezeit dem Mammut und wolhaarigen Nashorn weichen mußten. Ihnen hätten wir noch den europäischen Riesenbiber (*Trogotherium*) anzureihen, der gleichfalls im jüngeren Diluvium fehlt.

Wenn die Mosbacher Rheinsande in einer Zwischeneiszeit abgelagert wurden, so war dies also keinesfalls die jüngste; dagegen spricht die Anwesenheit der eben genannten Altdiluvialtiere. Kommt doch selbst der Vorfahr des Merckschen Nashorns, das etruskische Nashorn, bei Mosbach vor! Aber allzuweit rückwärts dürfen wir auch nicht gehen, denn zu jenen Zeugen einer untergehenden Welt gehören sie in Mosbach ganz jugendliche For-

men, wie das Wildpferd (nicht mehr die pliozäne Art *Equus Stenonis*, sondern *Equus caballus*, von dem unsere gezähmten Pferderassen abstammen), ferner Büffel, Reh, Elch, Rentier und andere. Nehmen wir hinzu, daß auch das Mammut schon eingewandert war und zusammen mit dem Mtelefanten in den Taunuswäldern hauste, so können wir die ganze Mosbacher Tiergesellschaft kaum für älter halten als die erste norddeutsche Zwischen-

3—4 m Spannweite. Noch merkwürdiger berührt die Anwesenheit des Bapitihirjes, der heutzutage auf den Norden Amerikas beschränkt ist. All die genannten Formen sind echte Hirsche mit kurzem Rosenstock und hohem, mehrfach gegabeltem und oft reich verzweigtem Geweih; die im Jungtertiär bei uns heimischen Muntjahirsche, die teils geweihlos waren, teils einen hohen Rosenstock mit niedrigem, zweisprossigem Geweih trugen, hatten schon zu Be-

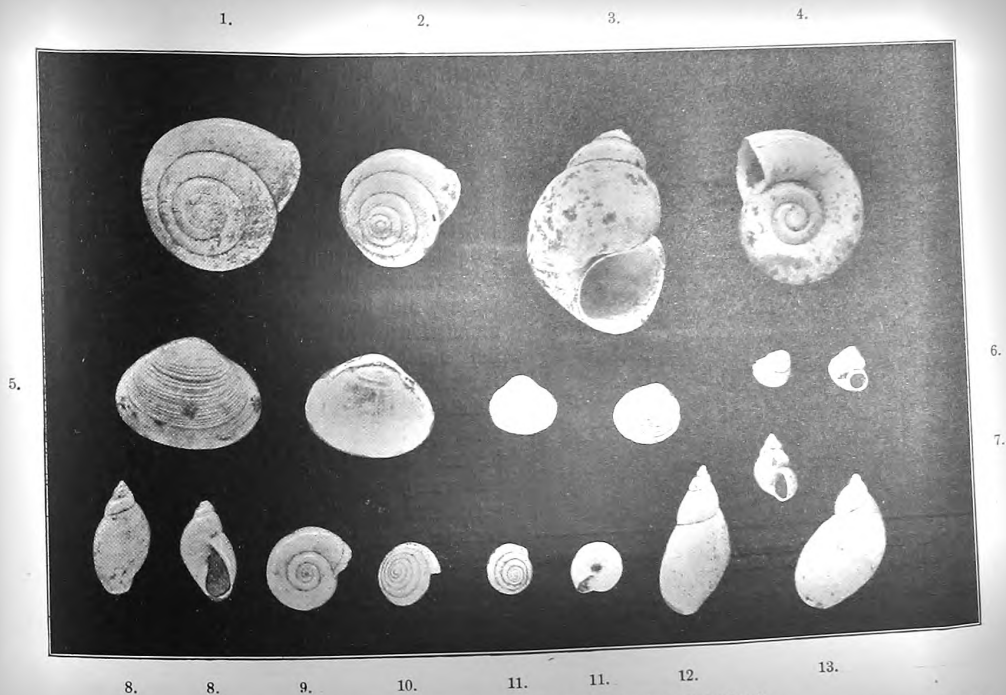


Abb. 102. Mollusken aus den Mosbacher Sanden (Diluvium).

1 u. 2. *Helix arbustorum*. 3. *Paludina fasciata*. 4. *Planorbis corneus*. 5. *Sphaerium rivicola*. 6. *Valvata antiqua*. 7. *Bythinia tentaculata*. 8. *Limnaea palustris*. 9. *Planorbis umbilicatus*. 10. *Helix bidens*. 11. *Helix hispida*. 12. *Limnaea palustris*. 13. *Succinea putris*. (Phot. Neuenhaus.)

eiszeit, in der die Berliner Paludinenbank entstand (vgl. S. 63). Im Penschen Schema der Eiszeiten wäre sie zwischen die Riß- und Mindelbergletscherung zu stellen.

Sehen wir uns ein wenig näher unter den Gestalten dieser interglazialen Waldfauna um, so überrascht vor allem die reiche Mannigfaltigkeit der Hirsche. Neben Rothirsch, Reh, Elch und Rentier schweifte auch der Riesenhirsch, „der grimme Scheld“ des Nibelungenliedes, durch die Wälder; das schaufelförmige Geweih dieser größten aller Hirschrassen erreichte bei völlig ausgewachsenen Exemplaren

ginn der Eiszeit unsere Gegenden auf immer verlassen.

Unter den Raubtieren unserer Fundstätte vermissen wir den gewaltigen Säbeltiger, der im älteren Diluvium zwar noch lebte, aber am Mittelrhein anscheinend so selten war, daß er keine Überreste mehr hinterlassen hat. Dafür tritt jetzt die ansehnliche Schar der Höhlenraubtiere auf den Schauplatz. Fast in keiner Höhle Deutschlands wird man vergeblich nach Knochen und Zähnen eines riesigen Bären, des „Höhlenbären“, suchen, der an Kraft und Raubfucht dem Säbeltiger wohl wenig nach-

gab und unter den friedlichen Hufstieren arge Verwüstungen anrichtete. Daß dieser schlimme Räuber auch in den Felspalten und Dickichten des Taunus hauste, beweisen seine in den Mosbacher Sand eingeschwennten Gebeine. Von seinem Vetter, dem braunen Bär, der noch während des Mittelalters in allen deutschen Gebirgen gejagt wurde, unterschied er sich durch höheren Wuchs, plumperen Knochenbau und abweichende Bezahnung. Dagegen stimmt ein Zeit- und Raubgenosse von ihm, der Höhlenlöwe, in allen Einzelheiten des Körperbaus so genau mit dem heutigen afrikanischen Löwen überein, daß man beide als eine und dieselbe Art (*Felis leo*) ansehen muß. Ebenso ist die zur Diluvialzeit in Frankreich und Italien verbreitete, bei uns aber seltene Höhlenhyäne nichts weiter als eine Varietät der

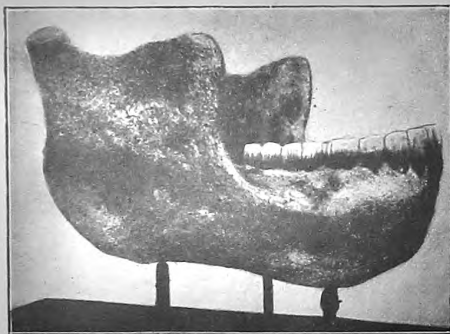


Abb. 103. *Homo Heidelbergensis*, ältester, heute bekannter Rest des Menschen.

heute in Südafrika heimischen gefleckten Hyäne.*)

Die alten Mosbacher Sandgruben, deren Säugetierfossilien so manches Museum bereichern haben, sind, wie erwähnt, seit Jahren aufgelassen und verschüttet, und die neuen Aufschlüsse, deren größter sich auf der Elisabethenhöhe am Hefler bei Wiebich befindet, können, was Wirbeltierfunde betrifft, mit den früheren nicht wetteifern. Immerhin bieten sie vielfache Gelegenheit zum Sammeln diluvialer Mollusken, deren Mannigfaltigkeit weit größer ist, als gewöhnlich angenommen wird (vgl. Abb. 102, die nur eine kleine Auswahl bringt). Außerdem enthält der Aufschluß an der Elisabethenhöhe eine geologische Sehenswürdig-

keit ersten Ranges, nämlich einen prächtig sichtbaren Grabenbruch, durch den die Mosbacher Sande etwa 10 m tief in die tertiären Hydrobienschichten eingesunken sind (vgl. Abb. 4 auf der beigegebenen Tafel). Die merkwürdige Erscheinung beweist, daß diese Gegend der Rheinebene noch in jungdiluvialer Zeit — denn älter kann der Graben nicht sein — sehr erheblichen Bodenbewegungen ausgesetzt war.

Am Hefler liegen, wie Abb. 3 und 4 der Tafel zeigen, die Mosbacher Sande unmittelbar auf dem Hydrobientkalk, der hier vorzügliche Beschaffenheit besitzt und in mächtigen Steinbrüchen, wohl den größten des Mainzer Beckens, abgebaut wird. Es fehlt also die Zwischentlage von Taunusgrotte, die in den alten Gruben den Tertiärkalk vom interglazialen Rheinsand scheidet. Dagegen finden sich nach einer Beschreibung von H. Neuenhaus die Mainanschwemmungen auch in den neuen Steinbrüchen wieder. Es sind grobkörnige, schwarz und braun gebänderte Sandlagen, die unmittelbar dem Hydrobientkalk aufliegen und sich durch Reichtum an Flußmuscheln (Unionen) auszeichnen. Allerdings sind die Schalen äußerst mürbe und zerfallen meist schon beim Herausnehmen. Auch Gehäuse der gefleckten Schnirkelschnecke (*Helix arbustorum*), zum Teil in riesigen, aber meist zerdrückten Exemplaren, sind massenhaft in die Mainlande eingeschwennt. Über dieser untersten Sandbank folgen dann die typischen grauen Mosbacher Schichten, auf deren reiche Molluskenwelt ich schon aufmerksam machte. In dem feinen, gleichmäßigen Rheinsand stecken hier und da fremdartige Blöcke, die für eine Fortschaffung im Wasser viel zu groß und zu schwer sind; wie der Vergleich der Felsarten ergibt, stammen sie aus dem Maingebiet, sind also wohl auf treibendem Flußeise mainabwärts bis in den Rheinfluss geschwommen und hier beim Schmelzen des Eises zu Boden gesunken.

Gleichartige Sande mit ähnlichem Fossilinhalt kennt man noch von vielen anderen Punkten der Rheinebene, doch bleiben, was Wirbeltierreste betrifft, alle übrigen Fundstätten hinter der von Mosbach zurück. Nur die Sande von Mauer bei Heidelberg dürfen sich eines Fossils rühmen, das unter den mittel-diluvialen Funden bislang einzig dasteht: eines menschlichen Unterkiefers (Abb. 103), der unzweifelhaft das älteste bis jetzt bekannte Überbleibsel von einem Wesen unseres Ge-

*) Bei Mosbach ist die Höhlenhyäne nicht gefunden, wohl aber eine ältere Art, *Hyaena arvernensis*, die zu den Überbleibseln der tertiären Säugetierwelt gehörte und damals im Aussterben begriffen war.

schlechtes ist. Freilich, wenn dieser „Heidelberger Mensch“ heutzutage lebte, würden wir ihn vielleicht gar nicht als gleichberechtigtes Vernunftwesen anerkennen; wie E. H. L. Krause bemerkt, ist es schwer zu sagen, ob dieses Diluvialgeschöpf unter heutigen Verhältnissen ins Gefängnis gesperrt oder im zoologischen Garten ausgestellt werden würde. Zwar kennen wir bislang nur den einen Unterkiefer, aber der besitzt schon allein so viele Merkmale der Ursprünglichkeit und Wildheit, daß wir

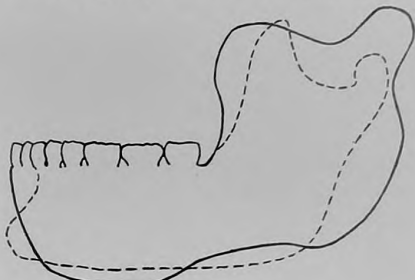


Abb. 104. Umrisse der Unterkiefer des Homo Heidelbergensis und des modernen Europäers. (Nach Schoetenjack.)

uns von der Vernunft und Kultur dieses Vorfahren nur einen ganz niedrigen Begriff machen können. Verblüffend wirken vor allem die großen Dimensionen des Kiefers und feinmasriger Bau, dann das vollständige Fehlen des Kinns, ein anatomischer Zug, der zwar bei den jüngeren Schädeln der Neandertalrasse auch vorkommt, sich aber hier in besonders ausgesprochenem Maße zeigt. Wie ganz anders die Kieferbildung eines modernen Europäers ist, erhellt aus Abb. 104. Auffällig klein im Verhältnis zum gewaltigen Unterkiefer sind die Zähne; die heutigen Australier besitzen bei kleinerem Kiefer größere Zähne als die, mit denen der Heidelberger Diluvialmensch fertig wurde.

Wenn nun, wie der Fund von Mauer beweist, schon zur älteren (norddeutschen) Zwischeneiszeit Vorfahren des Menschen an den Ufern des Rheinflusses lebten, so dürfen wir zuversichtlich hoffen, daß aus den mächtigen Ablagerungen dieser Zeit, die zum Zweck der Kies- und Sandgewinnung mehr und mehr abgebaut und erschlossen werden, im Lauf der nächsten Jahrzehnte noch andere, vollständigere Reste dieser primitiven Rasse zum Vorschein kommen!

Im oberen Diluvium, das uns noch zu besprechen bleibt, haben sich die Verhältnisse im ganzen Gebiet der Rheinebene von Grund aus geändert. Der Rheinfluss war zugeschliffen;

an seiner Stelle breiteten sich von einem Gebirgsfuß zum andern kahle Schotter- und Sandfelder aus, aus denen die Stürme der Späteiszeit allen feinen Staub herausbliesen und ihn bis zu den Abhängen der Randgebirge trugen, wo er sich allmählich zu mächtigen Lagen anhäufte (Löß). In der Ebene selbst formte der Wind aus dem leichtbeweglichen Material langgestreckte Dünenketten, die noch jetzt in einem wenig unterbrochenen, etwa 120 km langen Zuge von Karlsruhe über Schwetzingen, Zwingenberg, Darmstadt bis in die Nähe des Mains reichen. Zur Zeit ihrer Entstehung nahm diese Dünenlandschaft einen noch bedeutend breiteren Raum ein, da inzwischens Rhein, Neckar und die zahlreichen Flüßchen der Bergstraße die Sandberge angelegt und zum Teil fortgeschwemmt haben. Der Dünenrand der Rheinebene ist mit Ausnahme der obersten, vom Regenwasser ausgelaugten Schichten stets kalkhaltig; man sieht daher häufig an frischen Aufschlüssen den sogen. Beimbrech: lange, vielfach verzweigte Kalkröhren und -ranken, die sich bei der Verwesung der Pflanzenwurzeln ausgeschieden. Die Hauptmasse des Flugandes besteht jedoch aus winzigen abgerundeten Quarzkörnern, denen noch viele andere Mineralkörnchen, z. B. von Feldspat, Glimmer, Magnetkies, Hornblende, Zirkon, Granat, Turmalin, beigemengt sind.

Während der Flugand weite Flächen der Rheinebene bedeckt, schmiegte sich der Löß*)

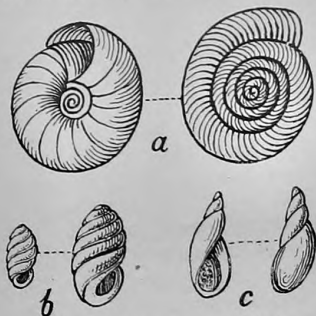


Abb. 105. Lößschnecken, vergrößert. (a *Helix hispida*, b *Pupa muscorum*, c *Succinea oblonga*.)

den Abhängen der Randgebirge an, wo er sich bald als mächtige, bald als schwache Decke über alle älteren Gesteine ohne Unterschied ausbreitet. In den Hardtälern reicht er weit aufwärts, verhüllt die tertiären Stufen und greift noch

*) Näheres über den Löß wolle man Bd. I, S. 328 ff. nachlesen.

auf die Schichten des Rotliegenden, die ehemalige Küstenzone des Mainzer Beckens, bis zum Fuß des Donnersbergs hinüber. Auch den Odenwald umgeben auf allen Seiten mächtige Lössmassen, die gelegentlich bis 300, ja 500 m Meereshöhe hinaufsteigen. Überall durchschneiden den Löss tiefe Hohlwege mit senkrechten Wänden, jene typischen Gebilde der Lösslandschaft, die z. B. am Hochsberg bei Bingen prächtig entwickelt sind.

Als Leitfossilien des Löss haben wir früher drei winzige, noch jetzt bei uns lebende Landschnecken kennen gelernt, die ich hier nochmals abbilde. Im echten, ungeschichteten Löss wird man, abgesehen von einigen nahverwandten, aber viel seltener vorkommenden Arten, kaum andere Versteinerungen finden; wo jedoch der Löss in den Bereich strömenden Wassers geriet und umgelagert wurde, was sich in der Regel durch deutliche Schichtung zu erkennen gibt, enthält er naturgemäß auch allerhand Süßwassermollusken.

Au manchen Stellen sind Dünen sand und echter Löss so eng miteinander verknüpft, daß an ihrer gleichartigen Entstehung nicht zu zweifeln ist. Zwischen die beiden Ablagerungen schiebt sich eine mehrere Kilometer breite Übergangszone ein, in der der Löss immer sandiger und körniger wird, bis man ihn vom Flug sand nicht mehr unterscheiden kann. Eine solche Zone zieht sich nach Lepsius von Oberstadt an der Bergstraße bis Groß-Umstadt. Gegen den Odenwald geht sie in feinen typischen Löss, gegen die Ebene in körnigen Dünen sand über. Längs dieser Zwischenzone verlief die ehemalige Grenze der kalten, ebenen Rheinsandwüste und der grasbewachsenen, zu den Höhen des Odenwalds aufsteigenden Steppe. Wohl mögen die vom Wind getriebenen Dünen öfters auch die Ränder der Steppe verschüttet haben, aber auf bergigem Gelände war ihr Vordringen gehemmt; nur der feine, hoch in die Luft gewirbelte Tonstaub konnte selbst Gebirge wie den Odenwald überfliegen, — finden wir doch auf den höchsten Plateaus des Odenwalds 500 bis 600 m über dem Meer vereinzelte Lössflecken, die als Reste einer ehemals zusammenhängenden, durch Regen und Schmelzwasser zerstörten Lössdecke zu deuten sind.

Die weite Verbreitung des Löss in den höheren Teilen des Odenwalds und der Hardt läßt darauf schließen, daß diese Vergländer zur Lösszeit des Waldbereiches entbehrten und

nur eine aus niederen Sträuchern, Gräsern und Moosen zusammengesetzte Steppenvegetation trugen. Vermutlich fällt diese baumlose oder baumarme Periode mit dem trocken-kalten Klima zusammen, das am Ende der „baltischen“ Vereisung (Würmvorstoß) und während der Volsbiazeit in ganz Nord- und Mitteldeutschland herrschte. Als wichtigen Beweis für das nacheiszeitliche Steppenklima habe ich früher (S. 87) die im braunschweigischen Löss entdeckten Steppentiere Lemming, Ziesel, Pfeifhase, Steppenmurmeltier usw. angeführt; Reste einer ähnlichen Fauna hat Fr. Sandberger aus dem Löss der Würzburger Gegend gesammelt, während entsprechende Funde am Mittelrhein noch ausstehen. Als nun das Klima feuchter und wärmer wurde, verdrängte allmählich der Wald die Steppe, und zwar faßte er wohl zunächst auf den Gebirgen Fuß, indes Ebenen und Niederungen noch einige Zeit ihren Steppencharakter behielten. So erklärt sich wohl das Gemisch von Steppen- und Waldtieren, das sich in einigen jungdiluvialen Ablagerungen Süddeutschlands findet.

Mit Beginn der gegenwärtigen Periode, des Alluviums, steigt der Wald in die tieferen Regionen herab und erobert nach und nach das ganze Land. Die letzten Steppentiere verschwinden, aber auch Mammut, wollhaariges Nashorn und Höhlenbär, die zur Wald fauna gehören, sterben rasch aus, ohne daß ein Grund dafür ersichtlich ist; denn dem schlecht bewaffneten Menschen der älteren Steinzeit wird man die Ausrottung dieser Riesengeschöpfe kaum zutrauen dürfen. Leichter mag er mit dem Höhlenlöwen und der Höhlenhyäne fertig geworden sein, die wohl nur durch die Nachstellungen des Menschen aus Europa verdrängt wurden. So blieb eine Tierwelt übrig, wie sie noch zu Cäsars Zeiten in den germanischen Wäldern hauste, und deren Hauptgestalten Urch, Büffel, Riesenhirsch, Elch und Rothirsch waren.

Während des Alluviums erodierten der Rhein und seine Nebenflüsse die im Diluvium abgelegten Schichten, gruben sich mannigfach gewundene, oft wechselnde Betten und schwemmten einen großen Teil der alten Delta schotter und Flug sande wieder fort. Gleichzeitig aber brachten sie neue Massen von Geröll, Sand, Schluff und Lehm herbei, die in und neben den frisch eingeschnittenen Betten abgelagert wurden. Diese alluvialen Fluß sedimente heben sich in der Regel scharf von den darunter liegenden diluvialen Schottern und

Sanden ab. Eine ganz junge Bildung ist der heutige Neckarlauf von Heidelberg bis Mannheim; noch vor einigen tausend Jahren wandte sich der Strom gleich unterhalb Heidelberg scharf nordwärts und floß längs der Bergstraße über Bensheim, Eschollbrücken, Groß-Gerau, um erst bei der alten Römerstadt Trebur in eine jetzt ebenfalls verlassene Rheinschleife zu münden. Dieser

alluviale, heute größtenteils mit Torf zugewachsene Neckarlauf war viermal so lang wie der jetzige; hohe Dünenketten trennten ihn vom Rhein, der mit ihm gleichlaufend gen Norden floß. Wie das heutige kürzere Neckarbett entstanden ist, ob der Fluß bei Hochwasser die Sandberge durchbrochen hat, oder ob zur Römerzeit ein künstlicher Durchlaß hergestellt wurde, hat kein Chronist überliefert.

Gliederung des Tertiärs und Diluviums im Mainzer Becken.

Alluvium	Jüngste Flußanschwellungen	Festland
Oberes Diluvium	Löß und Dünen	Steppe, später Wald
Mittleres Diluvium	Zuschüttung des Rheintees	Süßwassersee
	Sande von Mosbach, Mauer usw.	
	Tone	Süßwassersee
Unteres Diluvium	Spärliche Flußschotter und Tone	Festland
Oberpliozän	Sande von Eppelsheim	Land mit Süßwasserseen
Unterpliozän	Kaolin- und Töpfertone	
	Keine Ablagerungen	Festland
Obermiozän	" "	"
Mittelmiozän	Hydrobien- und Korbikulalagen	Festland mit Süßwasserseen
Untermiozän	Zerithientalk	Brackwassersee
Oberoligozän	Zyrenenmergel	"
	Elzheimer Meeresand	Meer
Mitteloigozän	Septarienton, Fischschiefer	"
	Alzeher Meeresand	"
	Strandgeröllschichten	"
Unteroligozän	Asphaltpalte von Lobsann	Brackwasserseen u. Lagunen
	Petrolschichten des Unterelsaß	
	Melanienkalk	Festland mit Süßwasserseen
Cozän	Buchweiler Süßwasserkalk	Insel
Kreide	Keine Ablagerungen	

Drittes Kapitel. Der vulkanische Kaiserstuhl.

Blickt man vom Schloßberg bei Freiburg über Stadt und Ebene hinweg auf die blaue, den Horizont begrenzende Kette der Vogesen, so erscheint ein Teil des fernen Gebirges verdeckt durch eine langgestreckte, wellige Bergkette, die im Mittelgrund des Bildes unmittelbar aus der Rheinebene aufsteigt. Mehrfach war schon in diesem Buch die Rede von Schollen, die beim Einbruch des Rheingrabens an den Rändern der ungeheuren Spalte hängen blieben und sich bis zum heutigen Tage in dieser wenig gesicherten Stellung halten konnten; — solche Bruchstücke des alten, die Rheinebene überspannenden Trias- und Juragewölbes

reihen sich am Saum des Schwarzwalds wie der Vogesen zu einer nur wenig unterbrochenen Kette auf; ja, hier und da ragen einzelne Trümmer mitten aus der Ebene empor, wie z. B. der Jsteiner Klotz nördlich von Basel, ein merkwürdiger Weißjuraklotz, dessen nähere Bekanntschaft wir bei unseren Wanderungen im Schwarzwald machen werden. Leicht möchte man darum vermuten, auch jener niedrige, sanft umrissene Höhenzug, der sich bei Freiburg zwischen Schwarzwald und Rheinstrom einschiebt, gehöre zu den stehengebliebenen Ruinen des versunkenen Tafellandes. Aber diesmal verhält sich die Sache anders: der Kaiserstuhl,

wie der Berg seit alters prunkvoll genannt wird, ist eine durchaus eigenartige und selbständige Bildung, ein in der Tertiärzeit aufgetürmtes Vulkangebirge, dessen Entstehung allerdings an den Zusammenbruch des Rheinlands geknüpft war.

Wie kommt dieser Feuerberg in die sonst ganz mit Sedimenten bedeckte Tiefebene? Stromaufwärts finden wir bis zum Ende des Rheingrabens bei Basel nichts Ähnliches, und stromabwärts lange, lange Zeit ebenfalls nichts; erst in Rheinhessen, bei Kreuznach und in der Frankfurter Gegend zeigen sich ein paar kleine, recht unbedeutende Basaltvulkane. Der Kaiserstuhl steht also, was die Gewalt und Ergiebigkeit der Ausbrüche betrifft, in der oberrheinischen Tiefebene ganz vereinzelt da. Trotzdem hat sein Dasein nichts Überraschendes oder Schwerbegreifliches; denn wo die Erdrinde so zerrissen und von so tief hinabreichenden Spalten durchsetzt ist wie im Oberrheingebiet, da bietet sich unterirdischen Laven fast immer irgendein Weg, auf dem sie zur Oberfläche aufsteigen können. Gewöhnlich sind sogar in so ausgedehnten Bruch- und Senkungsgebieten die vulkanischen Ergüsse viel stärker und reichlicher, wie wir das z. B. am Südrand des Erzgebirges sehen, dessen eine Hälfte in einer riesigen, von Franzensbad bis zur Elbe reichenden Spalte versunken ist. Über die geborstenen Schollen quollen basaltische Laven empor und formten mitten in der nordböhmischen Niederung zwei Vulkangebirge, deren jedes unseren Kaiserstuhl an Masse und Ausdehnung um ein Vielfaches übertrifft: das Duppauer Gebirge bei Karlsbad und das böhmische Mittelgebirge zu beiden Seiten der Elbe.

Ein noch weit großartigeres Beispiel liefert die ostafrikanische, mit zahlreichen Vulkanen besetzte Bruchzone, die von Massaua am Roten Meer durch Abessinien, Britisch- und Deutsch-Niassafrika bis zum Niassasee verläuft und durch eine Kette aneinandergereihter Seen und grabenförmiger Landseen bezeichnet ist. Die Riesenvulkane Kenia, Elgon und Kilimandscharo umsäumen mit vielen kleineren, teils noch tätigen, teils erst vor kurzem erloschenen Feuerbergen die Ränder dieser mindestens 3000 km langen Tieffenkung.

Merkwürdigerweise liegt der Kaiserstuhl gerade dort, wo die Rheinebene buchtenförmig in den Schwarzwald vorspringt (vgl. die dem nächsten Abschnitt beigegebene Schwarzwaldkarte). Zwischen Emmendingen im Norden und Freiburg im Süden scheint aus dem Gebirge

ein unregelmäßig viereckiges Stück herausgeschnitten zu sein, namentlich vermißt man die niedrigen, aus abgeglittene Juraa- und Triassschollen bestehenden „Vorberge“, die sich sonst überall an den kristallinischen Kern des Schwarzwalds schmiegen. Unmittelbar an der Rückwand der Freiburger Bucht, wie dieser Ausläufer des Rheingrabens genannt wird, steigen die Gneisberge zu ansehnlichen Höhen auf. Im Nordwesten schließt der Kaiserstuhl die Bucht ab. Diese Lage ist gewiß keine zufällige; sie deutet an, daß die Senkungen hier besonders stark und verbreitet waren, die Spalten tiefer hinabgriffen als im übrigen Gebiet der Rheinebene und so der Lava die beste und leichteste Gelegenheit zum Aufstieg boten. Nachdem dann einmal die vulkanische Kraft entfesselt war, konnte sie sich auch hebelnd betätigen und einige schon abgestufte Schollen wieder an die Erdoberfläche bringen; so finden wir mitten zwischen den Lavagesteinen des Kaiserstuhls, in verhältnismäßig hoher Lage, eine Scholle Zuraakalt, die der Schmelzfluß auf seinem Rücken emporgetragen hat, und auch die langgestreckten Hügelrücken, die sich außen an den Vulkan lehnen, z. B. der im Kern gleichfalls aus Zuraakalt zusammengesetzte Tuniberg, sind wohl durch vulkanische Hebungen wieder ans Tageslicht gekommen.

Sehen wir uns nun den merkwürdigen Berg etwas näher an! Ein Wanderer, der ihn von Osten oder Norden betritt, wird sich anfangs vergeblich nach Lavagestein und Tuffen umschauen, denn gerade auf dieser Seite verhüllt ein mächtiger Lössmantel die gesamten tieferen Teile des Gebirges. Wer Lössstudien machen will, findet hier ein vorzügliches Feld; alle charakteristischen Merkmale des zusammengeblasenen Steppenschaubs, der Mangel jeglicher Schichtung, die regellose Verteilung der winzigen Landschneckenfragmente, das durchgehends sehr feine und gleichmäßige Korn, sind am Kaiserstuhlloß in reinster Weise ausgeprägt. Enge Hohlwege, bei hohem Sonnenstand glühend heiß, bei Regenwetter außergewöhnlich schmutzig, führen durch die Lösszone empor zum Gebirgskamm, dessen Lössbede fast überall fortgewaschen ist; oft sieht man in diesen Hohlwegen an freigelegten Baumwurzeln jene seltsam geformten Kalkgebilde hängen, die als Lösskinder oder Lösspuppen bekannt sind.

Die nahrhafte Lössbede und das auffallend milde Klima machen die Abhänge des Kaiserstuhls zu einem ganz vortrefflichen Wein- und Obstboden; weit hinauf sind die Berge mit

Reben, die Wege mit Obstbäumen bepflanzt, und nur den höchsten Erhebungen hat man ihre ursprüngliche Laubwalddede gelassen. Im Hochsommer ist es freilich in den tieferen Tälern unerträglich heiß, und wer das Gebirge gründlich kennen lernen will, tut gut, seine Wanderungen im zeitigen Frühjahr zu unternehmen.

Der Hauptkamm des Kaiserstuhls verläuft nicht geradlinig, sondern hat die Gestalt eines Halbmonds; denken wir uns das fehlende Stück hinzu, so bekommen wir einen Ring, den man als Rand eines einzigen großen Kraters auffassen könnte. Eingehende Untersuchungen haben jedoch gelehrt, daß dieser Halbmond zufällig zustande gekommen ist und die ursprünglichen Krater sich nirgends mehr erhalten haben. Wie der weit größere Vogelsberg im hessischen Bergland, so ist auch der Kaiserstuhl nur noch eine Vulkanruine, die ihre äußerlichen Kennzeichen längst eingebüßt hat. Schon in der diluvialen Steppenzeit, als der Vöß sich an den Flanken der Berge und in den Tälern ablagerte, waren die alten Krater fortgewaschen und vernichtet. Daher wissen wir nicht, wo die eigentlichen Ausbruchsstellen lagen, ob es viele oder nur wenige waren. Nach Graeff wären die Hauptausbrüche auf zwei großen Spalten erfolgt, die das Gebirge annähernd in nordöstlicher Richtung durchschnitten, die eine von Rotweil über die Mondhalde und den Katharinenberg nach Bahligen ziehend, die andere von Breisach über den Totenkopf zur Eichelspitze. Auf diesen Spalten hätten sich hie und da Vulkanfische geöffnert und anfangs ausschließlich lose Massen ausgeworfen, Steine, Sand und Asche, die allmählich zu Tufftegeln emporwuchsen. Über die lockeren Anhäufungen hätten sich dann Lavaströme ergossen, die in einem noch späteren Stadium wiederum von losen Auswurfstoffen überdeckt wurden.

Die so entstandene Wechselagerung fester Lavagesteine (Basalte, Phonolithe) und feiner oder grober Tuffe — letztere, aus Steinen und Schlacken aufgehäuft, werden als Agglomerate bezeichnet — läßt sich an vielen Stellen des Gebirges beobachten. Ältere Aufschlüsse eignen sich zu diesem Zweck allerdings weniger, weil die Tuffschichten leicht zerbröckeln und mit ihrem Abrutsch die eingeschalteten Lavabänke verdecken. Besonders gut ist die Wechselagerung in den Steinbrüchen unter der Ruine Limburg zu sehen, an der äußersten Nordwestecke des Kaiserstuhls, der hier einen Ausläufer unmittelbar bis zum Rhein vorschiebt. Die Limburg genießt bei den Geologen einen

gewissen Ruf als Fundort eines sehr eigenartigen Gesteins, das man ihr zu Ehren Limburgit getauft hat. Es ist eine basaltische, durch und durch schlackig erstarrte Lava, in deren Blasen und Hohlräumen sich später allenthalben fremde Mineralien, Zeolithe, Kalkspat usw. angesiedelt haben. Diese Neubildungen — in der Fachsprache Mandeln genannt — heben sich durch ihre hellen, oft weißen Farben lebhaft von dem tiefbraunen Hauptgestein ab. In der eigentlichen Lavamasse erkennt man zahlreiche schwarze Augitafeln und kleine, messinggelbe Olivinkristalle; dagegen bleibt ein anderes Kennzeichen der Limburgite, die glasige Beschaffenheit ihrer Grundmasse, dem unbewaffneten Auge verborgen.

Der Steinbruch an der Nordseite des Hügels, direkt unter den Mauern der Ruine, zeigt das hier abgebildete Profil, dessen Erklärung

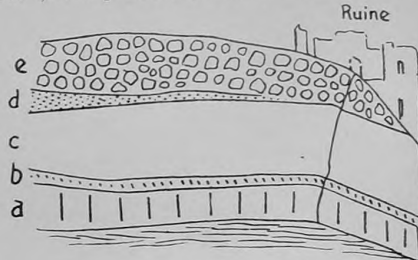


Abb. 106. Steinbruch am Limberg, nördlich unter den Mauern der Ruine.

a Limburgit, schwarz, frisch, klobig abgesondert; b Tuffschicht; c Nephelinitbasalt, durch Zerlegung rot gefärbt; d Tuffschicht; e Limburgit, zerlegt, kugelig abgesondert. (Nach Graeff und Steinmann.)

in der Unterschrift gegeben ist. An der Westseite kann man sehen, wie der Tuff allmählich nach unten in ein Agglomerat übergeht, d. h. in eine Anhäufung runder, etwa faustgroßer Lavabomben, die in feinen Tuff eingebettet sind.

Soweit es sich beurteilen läßt, bauen solche vulkanische Trümmergesteine, Agglomerate, Tuffe, Breccien, die Hauptmasse des Kaiserstuhls auf. Da sie jedoch leicht zerfallen und verwittern, treten sie an der Erdoberfläche viel seltener hervor als die festen Basalte und Phonolithe, die ihnen in Wirklichkeit an Verbreitung nachstehen. Immerhin bilden die letzteren das eigentliche Gerüst, das harte, schwer zerstörbare Skelett des Kaiserstuhlvolkans. Nicht allein wechseln sie schichtweise mit den Aschen und Blocklaven ab, sondern durchsetzen sie auch als „Gänge“ von unten nach oben. Wir dürfen uns somit den Kaiserstuhl wie ein gewaltiges

Gitterwerk vorstellen, dessen kreuz und quer laufende Stäbe aus festem Lavafels bestehen, während die Hohlräume, die „Maschen“, von lockeren Tuffen und Agglomeraten ausgefüllt werden.

Die artenreiche Basaltfamilie ist im Kaiserstuhl mit mancherlei Gliedern vertreten, deren eigenartiges, der glasreiche, bläuliche Limburgit, uns schon oben beschäftigt hat. Diese Felsart kommt jedoch nur an der einen Stelle vor, sonst herrscht überall der Tephrit, ein prächtiges, blauschwarzes, technisch wertvolles Gestein, das am Schloßberg bei Achfaren, am Föhrenberg und anderswo in großen Steinbrüchen gewonnen wird. Bei beginnender Verwitterung färbt sich seine Grundmasse grau, während die eingeprengten Augitkristalle schwarz bleiben und nun sehr scharf und deutlich hervortreten. Die übrigen Bestandteile des Tephrits, Feldspat, Nephelin und Leuzit, werden nur unter dem Mikroskop sichtbar. Von der weiten Verbreitung des Gesteins im ganzen Kaiserstuhl zeugen die vielen losen Blöcke und Felssteine, die auf Wegen, Feldern und im Walde oft massenhaft umherliegen.

Eine dritte Basaltart ist der häufig kugelförmig verwitterte Nephelinbasalt, der an der Limburg mit dem Limburgit wechselagert (Abb. 106). Aufscheinend handelt es sich hier um einen Lavaström, der vom benachbarten Bügel- oder Scheibenberg ausging, einem bewaldeten, ganz aus Nephelinbasalt zusammengesetzten Hügel, an dem die Landstraße von Sasbach nach der Limburg vorüberführt. Es ist dies offenbar ein selbständiger, dem Kaiserstuhl vorgelagerter Basaltvulkan, d. h. die Ruine eines solchen, denn von einer Krateröffnung ist auch hier nicht das geringste mehr zu entdecken. An der Straße schließt ein großer Bruch das Gestein auf. Schwarz und dicht wie der Tephrit, ist es doch leicht an den flaschengrünen Olivinknollen zu erkennen, die im Tephrit niemals vorkommen. Man faßt diese eigentümlichen Einschlüsse als älteste, noch im Innern des vulkanischen Herdes ausgeschiedene Kristallisationen des Basaltflusses auf.

Wer nur die Steinbrüche des Kaiserstuhls besucht, ohne dem dazwischenliegenden Gelände Aufmerksamkeit zu schenken, dem mag es wohl scheinen, als beteiligten sich die Phonolithe oder Klingsteine (vgl. Bd. I, S. 90) mindestens ebenso stark am Aufbau des Gebirges wie die basaltischen Felsarten, aber in Wirklichkeit herrschen letztere bei weitem vor, und die

Phonolithe werden nur durch die großartigen Aufschlüsse in ein so auffälliges Licht gerückt. Gleich am Ostrand des Kaiserstuhls wird bei Oberschaffhausen ein grauer, fast wie Seide glänzender Klingstein in bedeutenden Brüchen gewonnen. Der ungewöhnliche Glanz — sonst zeigen Gesteine dieser Art schwachen Fettglanz — rührt von einem Mineral her, das sich in einem vulkanischen Gestein recht selten ausnimmt, nämlich von faserigem Wollastonit, der eigentlich in körnigen, umgewandelten Kalken zu Hause ist, hier aber in Form kleiner Fasern den ganzen Phonolith durchwirft. Wahrscheinlich hat die Lava bei ihrem Aufstieg ein großes Kalklager durchbrochen und vollständig zertrümmert, wobei zahllose kleine Bruchstücke in den Schmelzfluß gerieten und ähnlich wie bei der Kontaktmorphose in Kalksilikat, d. i. Wollastonit, verwandelt wurden.

Überhaupt ist dieser Phonolith ein wahrer Räuber, der sich unterwegs auf Kosten aller möglichen fremden Gesteine und Mineralien bereichert hat. Von der reichlichen und bunt zusammengesetzten Beute, die er mit emporbrachte, kommt hin und wieder allerlei zum Vorschein, z. B. große Hornblendekristalle und Biotittafeln, Bruchstücke eines gebänderten, granatreichen Marmors, eckige und kantige Trümmer von Gneis, Tephrit und anderen Felsarten. Später entstanden sind die schönen, auf Klüften des Phonoliths sitzenden Mineralien, wie Natrolith (der bekanntlich auch im Klingstein des Hohentwils im Hegau vorkommt), Kalkspat, Schwefelspat, Zölestin, Strontianit usw. Diese mannigfaltigen und interessanten Funde haben dem Gestein von Oberschaffhausen einen ausgezeichneten Ruf verschafft.

Die Phonolithe auf der Westseite des Kaiserstuhls, wo sich bei Niederrotweil ebenfalls bedeutende Steinbrüche finden, enthalten nur selten dergleichen Einschlüsse, führen keinen Wollastonit und sind, kurz gesagt, vollkommen normal entwickelt. Es gibt unter ihnen bräunliche, graue und grüne Varietäten; viele erscheinen dem unbewaffneten Auge ganz dicht, andere sind durch tafelförmige Einsprenglinge eines glasig aussehenden Feldspats porphyrisch ausgebildet. Oft bemerkt man auch pechschwarze Kristalle oder derbe Massen, die einem Kalkseifengranat (Melanit) angehören.

Das Merkwürdigste aber, was man im Bereich des alten Vulkangebirges sehen kann, ist die große metamorphosierte Kalkscholle zwischen Schelingen und Vogtsburg.

Während der Phonolith von Oberschaffhausen ein ganzes, ihm den Weg versperrendes Kalklager zertrümmert und in seinen schmelzflüssigen Wogen aufgelöst hat, finden wir hier noch einen in sich zusammenhängenden Rest der Jurakalkdecke, die sich ehemals von Bayern bis nach Frankreich ausbreitete; aber er gleicht in keiner Weise den am Rand der Rheinebene hier und da noch erhaltenen Zuraesten, sondern ist durch vulkanische Dämpfe in grobkörnigen, kristallinischen Marmor verwandelt worden. Heutzutage liegt die Hauptmasse des Kalks offen zutage, und doch muß sich die Metamorphose in der Tiefe abgespielt haben, da andernfalls die vulkanischen Dämpfe, ohne besondere Wirkungen hervorzubringen, in die Luft entweichen wären. Zweifellos lag der Marmor ursprünglich unter einer mächtigen Decke von Lavaströmen und Tuffen begraben; das beweisen die Phonolithgänge, die ihn durchsetzen, und die bedeutenden, in seiner unmittelbaren Nähe angehäuften Massen vulkanischer Auswürflinge. Erst die Abtragung, die den Kaiserstuhl seiner Krater und Regel beraubte, hat auch den Marmor freigelegt.

Besondere Glücksfinder finden wohl in unserm Marmor kleine rotbraune Würfel und Oktaeder, die zwei ungemein seltenen Mineralien angehören, dem Roppit und Dysanalyt. Sehen auch die Kriställchen äußerlich nicht nach viel aus, so sind sie doch ihrer chemischen Zusammensetzung wegen wahre Raritäten; denn sie enthalten eine Anzahl äußerst seltener Grundstoffe, wie Niobium, Tantal, Zerkon und Didym.

Auch den unveränderten Jurakalk kann man im Kaiserstuhl beobachten, allerdings nur an der Nordostecke, wo er am Bahlinger Eck und am weit sichtbaren Michaelsberg bei Kiesel unter der Lösshülle zum Vorschein kommt. Es ist der sogen. Hauptrogenstein, einoolithischer, d. h. aus zahllosen Kieselsteinen zusammengesetzter Kalk, der überall im Breisgau wie auch in Elsaß-Lothringen das auffälligste und mächtigste Glied der oberen Doggerstufe bildet. Helle Farben und massige Felsen machen ihn schon aus größerer Entfernung kenntlich. In den Vorbergen des Schwarzwalds und der Vogesen werden wir dem Rogenstein noch öfter begegnen und bei dieser Gelegenheit auch seine wichtigsten Versteinerungen kennen lernen.

Nicht ohne Interesse ist schließlich noch die Frage nach dem Alter des Kaiserstuhls. Seit dem ersten Einbrüchen und Sen-

kungen sind gar wechselvolle Zeiten über die Rheinebene dahingegangen; bald war sie ein breiter, freistömender Meeresarm, bald eine abgeschlossene, brackische Bucht, bald ein Flachland, in dessen Vertiefungen nur noch hier und da kleine Süßwasserseen übrig geblieben waren. Mit welcher dieser Entwicklungsstufen fallen nun die Ausbrüche des Kaiserstuhls zusammen? Rauchten seine Vulkane inmitten einer weiten Wasserfläche, die sich von Kolmar bis Freiburg dehnte, oder stiegen sie zur Miozänzeit empor, als die Fluten verschwunden waren und üppige Wälder die Rheinebene bedeckten? Es lassen sich hier nur zwei Zeitgrenzen angeben, zwischen denen die Ausbrüche erfolgt sein müssen; das genauere Alter kennt man nicht. Einmal sehen wir, daß der diluviale Löss im ganzen Kaiserstuhlgebirge unverändert ist und nirgends eine Einwirkung der Schmelzflüsse zeigt; die Ausbrüche müssen also lange vor der diluvialen Steppenzeit beendet gewesen sein. Andererseits haben die Laven noch oligozäne Schichten metamorphosiert und mit Kieselsäure durchtränkt, woraus der sogenannte Bandjaspis entstand, ein harter, spröder, gehänderter Schiefer, den man oberhalb Eichtetten mehrfach aufgeschlossen findet. Daraus folgt, daß sich die vulkanischen Spalten erst nach Ablagerung der oligozänen Meereschichten, also frühestens zu Beginn der Miozänzeit geöffnet haben.

Im ganzen hätten wir also die Wahl zwischen Miozän, Pliozän und älterem Diluvium. Da nun im übrigen Deutschland die meisten und stärksten Vulkanausbrüche zur Miozänzeit stattfanden, so darf man mit einiger Wahrscheinlichkeit auch dem Kaiserstuhl ein miozänes Alter zusprechen. Vielleicht war sogar jene ausgedehnte Hebung, die im Lauf der Miozänzeit die gesamte Rheinebene trocken legte, im letzten Grunde vulkanischer Natur. Man könnte sich vorstellen, daß mächtige Schmelzflüsse in die tieferen Teile der Rheinspalte eingedrungen wären, sie bis zu einer gewissen Höhe ausfüllten und das darüber lastende Schichtendach in die Höhe gepreßt hätten. An einzelnen Stellen, z. B. im Kaiserstuhl, zerbrach das Dach und die Laven fanden freien Ausweg. Durch diese Ausbrüche erschöpfte sich die vulkanische Spannkraft, der Rest des Magmas sank in die Tiefe zurück, und es begann für die Rheinebene eine neue Periode der Senkungen und Einbrüche, die bis zur Gegenwart andauert.

Dritter Abschnitt

Die oberrheinischen Bergländer

Erstes Kapitel. Der Schwarzwald.

Im Schwarzwald betreten wir zum erstenmal die Trümmer der alten karbonischen Faltengebirge, deren ehemalige Ausdehnung die Karte auf Seite 3 veranschaulicht. Jener mächtige Gebirgsbogen, der zur Steinkohlenzeit vom französischen Zentralplateau ausging und seine Ausläufer bis in die heutige norddeutsche Tiefebene und andererseits bis nach Wien entsandte, wird zum Unterschied von anderen Zweigen jenes großartigen Gebirgssystems der variszische Bogen genannt. Betrachten wir die Reste der variszischen Ketten auf deutschem Boden, so fällt uns auf, daß sie von zweierlei Art sind: im Süden vorwiegend kristallinisch, im Norden sedimentär. Wo in den Vogesen, im Schwarzwald und den anderen oberrheinischen Bergländern, wo ferner im Fichtel- und Erzgebirge, im Laufitzer Massiv und in den Sudeten die karbonischen Gebirgsrümpfe zutage treten, sind es fast durchweg alte Eruptivgesteine (Granite, Diorite, Eruptivgneise usw.), sowie kristallinische Schiefer. Offenbar erhoben sich auf diesem Landstrich die höchsten Ketten der Steinkohlenalpen, hier lag die hauptsächlich aus Gneis und Granit aufgebaute Kernzone des alten Gebirges, an die sich, wie in den heutigen Alpen, auf beiden Seiten niedrigere, aus Schichtgestein zusammengesetzte Vorketten schmiegen. Der ansehnlichste Rest dieser Vorketten ist das rheinische Schiefergebirge; ihm schließen sich Harz, Frankenwald und einige kleinere Trümmer an; östlich der Elbe aber ist die nördliche Außenzone nahezu spurlos von der Erdoberfläche verschwunden.

Noch schlimmer erging es den südlichen Vorketten, von denen in Deutschland kaum etwas übrig geblieben zu sein scheint (vielleicht höchstens die Kalmuschiefer der Südvogesen); nur in Böhmen und Mähren treffen wir noch einige größere Rumpfschollen. Die starke Zerstörung der auf der Innenseite des Gebirgsbogens gelegenen Sedimentzone ist übrigens eine Erscheinung, die bei einer Reihe anderer Faltengebirge wiederkehrt; fehlt doch z. B. den heutigen Alpen westwärts vom Lago Maggiore

jede Spur der in Tirol und Venetien so mächtig entwickelten Zone der „südlichen Kalkalpen“.

Das oberrheinische Gebirgssystem umfaßt einen bedeutenden Teil der alten Kernzone. Seine heutige Oberflächengestaltung steht in keiner erkennbaren Beziehung mehr zu den Formen, die ihm die karbonische Faltung aufprägte; hoch aufragende Ketten sind spurlos versunken, während ehemalige Mulden und Niederungen sich in gebirgige Landschaften verwandelt haben. Von einschneidender Bedeutung für das oberrheinische Gebiet waren vor allem die mächtigen Erdbewegungen der Tertiärzeit, welche die alte, einheitliche Rumpffläche des variszischen Gebirges in zahlreiche selbständige Schollen zerschnitten. Schon bevor diese Spalten aufrißen, d. h. während der Kreide- oder gegen Ende der Jurazeit, war eine Aufwölbung der Schichten erfolgt; es hatten sich zwei weitgespannte Gewölbe gebildet, von denen das eine Vogesen und Schwarzwald, das andere Odenwald und Harz umfaßte. Durch den Einbruch des Rheingrabens wurden die Gewölbe schräg zu ihrer Längsrichtung gespalten und dadurch zunächst vier getrennte Schollen geschaffen, aus denen sich später die vier Randgebirge der oberrheinischen Tiefebene entwickelten. Der weiteren Zerspaltung des Gebietes, die heutzutage einen sehr hohen Grad erreicht hat, können wir hier im einzelnen nicht nachgehen; daß die tektonischen Bewegungen noch zur jüngeren Diluvialzeit sehr lebhaft waren, beweist unter anderem die wechselnde Höhenlage der diluvialen Flußterrassen des Mainzer Beckens. Wer sich die mächtigen Aufschlüsse in den Sand- und Kiesgruben der Rheinebene genauer ansieht, wird oft das Vorhandensein ganz junger Berwerfungen und Erdbebenspalten feststellen können.

Dem andauernden Absinken des Rheingrabens ist es zuzuschreiben, daß der Schwarzwald, von Westen gesehen, den Eindruck eines hoch und steil aufragenden Kettengebirges hervorruft, während er auf der Ostseite, wo keine

derartige Tieffentung vorhanden ist, ganz allmählich aus dem schwäbischen Hügelland emporwächst. Hier im Osten legt sich die Trias (Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper) wie ein dreifacher Gürtel um den kristallinen Kern des Schwarzwalds; im Westen ist das ganze Trias-Juragebirge zerbrochen und in den Rheingraben abgeglitten; abgesonderte Schollen

ganzen ein einförmiges, schwach geneigtes Plateau, das teils mit düsteren Fichtenwäldern bedeckt ist, teils nur Heidekraut und kümmerliche Bergföhren trägt. So ist auch der höchste Gipfel dieses Sandsteingebirges, die 1163 m hohe Hornisgrinde, eine kahle, mit Torfmooren und sumpfigen Wiesen umgürtete Kuppe, auf der hier und da eine einsame Fegföhre, sonst nur

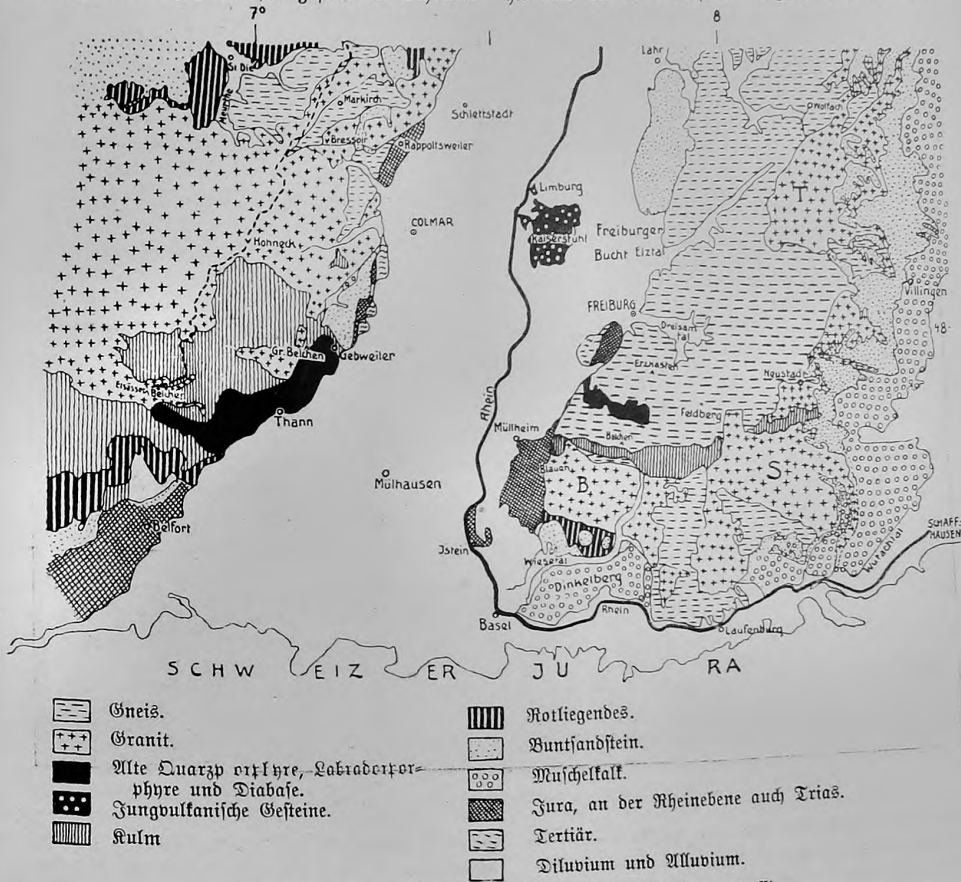


Abb. 107. Geologische Übersichtskarte des südlichen Schwarzwaldes und der Südober-.

liegen noch zu Füßen der Granit- und Gneissmasse, aber auf weite Strecken grenzt das Urgestein der Steinkohlenalpen unmittelbar an die jungen Anschwemmungen und Lössterrassen der Rheinebene.

Nur der nördliche Schwarzwald trägt noch seine Buntsandsteinkappe. Der bei Bellingen und Alpirsbach recht schmale Buntsandsteinstreifen gewinnt in der Gegend von Freudenstadt mächtig an Breite und bildet im

Binsen, Sumpfsgräser, Sonnentau und andere, nassen Standort liebende Kräuter wachsen. Landschaftlich reizvoll sind dagegen die tief eingeschnittenen Täler der Murg, Enz usw., an deren Flanken häufig der unter dem Sandstein liegende Granit oder Gneiss zum Vorschein kommt.

Wir haben also zwischen einem kristallinen und einem Sandstein-Schwarzwald zu unterscheiden. Das kristalline Ge-

birge stößt südlich bis zum Oberrhein vor, doch nur auf der verhältnismäßig schmalen Strecke zwischen Säckingen und Laufenburg, wo der Strom sich in die südlichsten Ausläufer des Schwarzwaldgneises ein enges, mit Stromschnellen erfülltes Bett genagt hat (den „Laufen“, Abb. 108); nördlich reicht das Urgestein bis in die Gegend von Baden-Baden. Der Buntsandstein breitet sich hauptsächlich über den Osten und Nordosten des Gebirges aus.

Andere Felsarten bedingen andere Bodenformen, anderes Relief. Wie groß der landschaftliche Unterschied zwischen den beiden geologisch verschiedenen Teilen des Schwarzwalds

Lebensunterhalt erwerben; dagegen liefert das Urgestein bei seiner Verwitterung einen fruchtbaren Lehm Boden, der eine ergiebige Wiesen- und Feldwirtschaft gestattet.

Dem Sandstein-Schwarzwald fehlen auch mit spärlichen Ausnahmen jene merkwürdigen, an Burgruinen gemahnenden Felsbildungen, die auf der anderen Seite der Rheinebene, im Buntsandsteingebiet des Pfälzer Waldes, so großartig entwickelt sind. Wo jedoch die Erosion oder Auswaschung durch fließendes Wasser den Granit unter dem Sandstein freigelegt hat, wie z. B. im Murgtal, winden sich die Flüsse durch romantische Felsentäler, die an wilder



Abb. 108. Der Rhein bei Laufenburg. (Phot. E. Braun.)

ist, erkennt man sehr gut bei einem Vergleich der „Buntsandsteinlandschaft im Teinachtal“ (Abb. 109) und der „Gneislandschaft bei Hausach im Randelgebiet“ (Abb. 110). Dort immer dieselben geradlinigen Rücken und eintönigen, mit endlosen Fichtenwäldern bedeckten Hochflächen, auf denen man viele Stunden lang wandert, ohne daß sich ein Ausblick in die Ferne bietet; hier ein reich gegliedertes Bergland mit unablässigem Wechsel tiefeingeschnittener Schluchttäler und steilwandiger Kämme, die zahlreiche rundgewölbte Ruppen tragen. Arm ist der Sandsteinboden; untauglich für Ackerbau, vermag er seine Bewohner nicht zu ernähren, die daher größtenteils durch Hausindustrie ihren

Schönheit manchem berühmten Alpental gleichkommen.

Während der Sandstein-Schwarzwald im großen und ganzen ein geologisch einheitliches Gebilde ist, setzt sich der kristallinische Teil des Gebirges aus mehreren, von einander getrennten Granit- und Gneismassiven zusammen. Dazu kommen die großen Quarzporphyrdurchbrüche des Münsbertals und kleinere Porphyrgänge an vielen anderen Stellen, endlich Schichten des Rotliegenden und der Steinkohlenformation, die in der Gegend von Baden-Baden eine bemerkenswerte Erscheinung zeigen: sie sind wenigstens zum Teil durch Einwirkung des benachbarten Granits in kristal-

linische Gesteine, Andalusitschiefer, Hornfelse usw. verwandelt worden.

Um uns in diesem bunten Bilde zurechtzufinden, wollen wir uns zunächst folgende zwei Hauptzüge einprägen (vgl. die Übersichtskarte auf Seite 147): 1. Den ganzen zentralen Schwarzwald vom Feldberg bis nach Offenburg und Oppenau baut ein gewaltiges, in sich geschlossenes Gneismassiv auf. — 2. Im Süden, Osten und Norden schmiegen sich an dieses zentrale Gneismassiv zahlreiche große und kleine Granitstöcke, die vermutlich in der Tiefe sämtlich mit einander zusammenhängen. Vier von ihnen ragen durch Umfang und Masse vor den übrigen hervor: im Süden das Blaue- und das Schuchseemassiv, im Osten das Triberger Granitgebiet, im Norden das sogen. Murgmassiv, das im Murgtal nur unter dem Buntsandstein zum Vorschein kommt, aber jenseits der Sandsteinberge (Hornisgrinde) unmittelbar an die Rheinebene herantritt.

Um das zentrale Gneismassiv kennen zu lernen, unternehmen wir von der alten Universitätsstadt Freiburg aus einen Ausflug nach dem Titisee und Feldberg. Unser Ausgangspunkt Freiburg liegt in einer weiten Niederung, der sogenannten Freiburger Bucht, die durch eine Kette zum Teil ganz niedriger Höhenzüge von der Rheinebene geschieden ist. Zweifellos verdankt sie ihre Entstehung den gleichen tektonischen Vorgängen, die die Rheinebene schufen, sie ist mit anderen Worten ein Teil des Rheingrabens; aber ihren Boden bedecken keine Rheinschotter, sondern mächtige Lagen von Schwarzwaldgeröllen, die hauptsächlich von zwei kleinen Schwarzwaldflüssen, der Enz und Dreisam, aufgeschüttet wurden. Im Osten der Bucht ragen schroff die dunklen Gneisberge auf, Roßkopf, Flaunser, Schauinsland usw., doch klappt zwischen ihnen eine Lücke; denn unmittelbar bei Freiburg entsendet die Bucht einen Ausläufer tief ins Gebirge, der anfangs ziemlich schmal ist, sich aber bald zu einer hellen, fruchtbaren Talebene erweitert. Diesen Seitenzweig der Bucht durchfließt die Dreisam, deren Tal somit

die merkwürdige Erscheinung bietet, daß es sich flussabwärts berengt und allmählich auf den vierten Teil seiner Breite im Gebirge zusammenschwindet.

Vermutlich ist diese auffällige Talgestalt ein Werk der eiszeitlichen Gletscher. Bei Kirchzarten, wo das Dreisamtal seine größte Breite erreicht, muß sich während der Hauptvereisung,*) als der ganze hohe Schwarzwald unter Firn und Schnee begraben war, ein Gletschersammelbecken befunden haben; zwei mächtige Eisströme fluteten vom Feldberg durch das Zäpfel- und Hinteral herab; ihnen gesellten sich Zuflüsse vom Schauinsland zu, und auch die Berge im Osten und Norden (Kandelmassiv) sandten in jener Zeit eigene Gletscher



Abb. 109. Blick ins Gettnachtal. Buntsandsteinlandschaft. (Phot. v. d. Trappen.)
Man beachte die gleichmäßige Höhe des Sandsteinplateaus.

zu Tal. Noch jetzt lagern bei Kirchzarten am Ausgang des Oberrieder Tals mächtige Moränen, doch stammen sie aus der letzten schwächeren Vereisung, die in den Alpen Würmvereisung genannt wird. Ältere Moränen sind im Dreisamtal bislang nicht nachgewiesen, die Erosion hat sie zerstört. Wenn nun schon die Gletscher der Würmzeit nahezu bis Kirchzarten reichten, so darf man von denen der vorangegangenen, viel strengeren Rißvereisung annehmen, daß sie weit ins untere Dreisamtal, vielleicht zeitweise bis in die Nähe von Freiburg

*) Im Schwarzwald kennt man vorläufig die Spuren von nur zwei Vereisungen, deren jüngste sicher der alpinen Würmvereisung entspricht, während die ältere (hier Hauptvereisung genannt) wohl mit der Rißzeit zusammenfallen dürfte.

vorgeschoben waren. Die auffällige Talweitung zwischen Ebnat und dem „Himmelreich“ wäre somit ein Seitenstück zu den Seen des Alpenvorlandes, eine vom Schwarzwaldreis ausgehöhlte Wanne („Zungenbecken“), die nach dem Schwinden der Gletscher zunächst einen See herbergte und dann allmählich von den Quellächen der Dreisam zugesüttet wurde. Das gleiche Schicksal steht ja auch den Alpenseen über kurz oder lang bevor (vgl. Bd. I, S. 305 f.).

Am „Himmelreich“ endigt die sonnige Talweite; von beiden Seiten rücken die Gneiswände näher zusammen und bilden den Falkensteig, der sich aufwärts immer mehr verschmälert und in eine drückend enge, von schwindelnd hohen Felsen überragte Schlucht hineinführt,

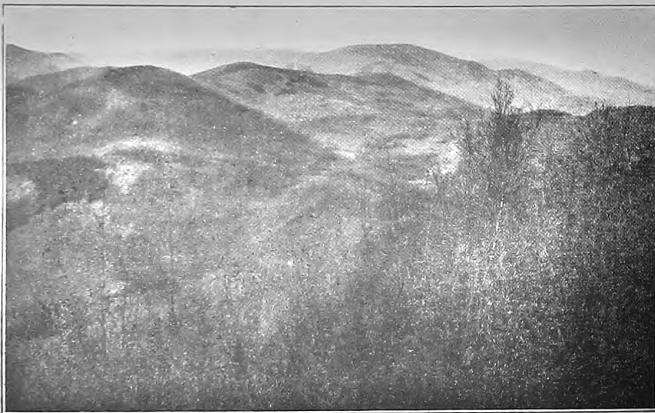


Abb. 110. Blick vom Harrenkopf (789 m) bei Hausach über die Gneislandschaft im Süddeutschen bis zum Kandelf. (Phot. v. d. Crappen.)

— das Höllental. Ursprünglich war hier neben dem Bach kaum Platz für einen schmalen Felsensteig; 1770, als Marie Antoinette von Wien nach Frankreich zog, wurde aus diesem Anlaß eine fahrbare Straße ausgesprengt, und seit 1887 führt auch die Eisenbahn durch den romantischen Engpaß. Am großartigsten ist die Landschaft beim jogen Hirschsprung, einem riesigen, senkrecht abstürzenden Gneisfelsen, dem gegenüber auf kaum zugänglicher Höhe die spärlichen Trümmer der aus dem frühesten Mittelalter stammenden Raubritterburg Alt-Falkenstein (im Volksmund das „Räuberchloß“ genannt) liegen.

Wer das Höllental zu Fuß durchwandert, findet sowohl auf der Hauptstraße wie in den zahlreichen Seitentälern, z. B. in der schönen Ravnaschlucht, mannigfache Gelegenheit zum Studium der wechselvollen Varietäten des

Gneises und seiner Einlagerungen. Trotz seiner Geschlossenheit nach außen ist das zentrale Gneismassiv ziemlich bunt zusammengesetzt und enthält kristallinische Gesteine sehr verschiedener Herkunft. Wie in den großen Gneisgebieten der Alpen, des Erzgebirges usw., so lassen sich auch im Schwarzwald drei Hauptklassen von Gneisen unterscheiden. Die einen sind eruptiver Entstehung, also unmittelbar aus dem magmatischen Schmelzfluß auskristallisiert; sie unterscheiden sich von Graniten und verwandten Felsarten lediglich durch ihre Parallelstruktur (parallele Anordnung der Glimmerblättchen), die wahrscheinlich dadurch zustande kam, daß sie sich unter besonders hoch gesteigertem Druck verfestigten. Diese Eruptivgneise, die von den badischen Geologen auch Schapbachgneise genannt werden (nach dem Ort Schapbach im Wolftal, wo sie zuerst studiert wurden), sind demnach Tiefengesteine so gut wie die Granite.*) Ihnen stehen die aus Schichtgesteinen hervorgegangenen Sedimentgneise gegenüber, die erst durch Metamorphose in den kristallinen Zustand versetzt worden sind. Das Hauptmerkmal der Se-

dimentgneise liegt in ihrer unregelmäßigen, rasch wechselnden Zusammensetzung. Während in den Eruptivgneisen die Bestandteile Feldspat, Quarz und Glimmer durchaus vorherrschen und in einem ganz bestimmten Mengenverhältnis auftreten, das nur geringen Schwankungen unterliegt, ist bei den Sedimentgneisen von solcher Regelmäßigkeit keine Rede; vor allem enthalten sie zu wenig Feldspat, an dessen Stelle entweder der Quarz oder der Glimmer überhandnimmt; dazu kommen dann noch andere Mineralien, die man in Eruptivgneisen gar nicht oder nur ganz ausnahmsweise findet, wie Granat, Kordierit, Sillimanit, Graphit usw. Als Beispiel eines typischen Sedimentgneises sei der Klinkit genannt,

*) Über Gneis und Granit vgl. Bd. I, S. 73 f. und S. 142.

ein prächtiges, bei Schenkenzell im oberen Kinzigtal vorkommendes Gestein, das hauptsächlich aus schwarzem Magnesitglimmer (Biotit) und roten Granatkristallen zusammengefügt ist, daneben aber auch Kordierit, Sillimanit, Spinell und Graphit enthält, während die eigentlichen Gneisminerale, Quarz und Feldspat, sich mit einer mehr untergeordneten Rolle begnügen müssen.

Zwischen die beiden, soeben geschilderten Hauptklassen der Gneise tritt nun vermittelnd

sedimentären Felsmasse ab, die Verschmelzung hat einen höheren Grad erreicht, und es wechseln helle und dunkle Streifen und Wollen in ziemlich unregelmäßiger Weise miteinander ab. Immerhin kann man auch bei solchen Gesteinen die Bestandteile der Mischung noch mit bloßem Auge unterscheiden, diese Möglichkeit hört aber auf, wenn das eruptive Magma den Schiefer ganz in sich aufgenommen und eingeschmolzen hat, so daß er nunmehr zu einem Bestandteil des Magmas geworden ist. Dann kristallisiert



Abb. III. Höllsteig im Höllental (Schwarzwald). Die Berge bestehen sämtlich aus Gneis und dessen Einlagerungen. (Phot. E. Braun.)

eine dritte Gruppe, die beider Kennzeichen bis zu gewissem Grade in sich vereinigt; es sind dies Mischgneise, auskristallisiert aus Schmelzflüssen, die sedimentäres Material, z. B. von Tonschiefern, in sich aufgenommen hatten. Manchen von ihnen kann man den zwiefachen Ursprung auf den ersten Blick ansehen: eine dunkle, durch Metamorphose kristallinisch gewordene Schiefermasse wird nach verschiedenen Richtungen von hellen Eruptivadern durchsetzt, die oft aufs wunderbarste gekrümmt und gefaltet sind. Bei anderen Gesteinen hebt sich der eingedrungene Schmelzfluß nicht mehr so scharf von der ursprünglich

aus diesem Brei ein einheitliches, feingeflecktes oder gestreiftes Gestein aus, das höchstens noch durch etwas schlierige Beschaffenheit seine doppelte Herkunft verrät.

III diese verschiedenartigen Mischgneise führen häufig die gleichen Kontaktminerale,*) Granat, Kordierit, Sillimanit usw., wie die reinen, nicht vom Magma durchtränkten, sondern nur metamorphosierten Sedimentgneise.

Nach dieser allgemeinen Kennzeichnung der Gneise, die selbstverständlich auch für die so-

*) Über die Begriffe Kontaktmetamorphose und Kontaktmineralien vgl. Bd. I S. 134.

gesen, das Fichtel- und Erzgebirge, die Sudeten usw. gilt, wollen wir uns nun ihre im Zentralmassiv des Schwarzwalds vorkommenden Vertreter näher ansehen.

An den meisten Stellen, wo man im Hölental, in seinen Seitentälern und überhaupt im ganzen Feldberggebiet das äußerlich meist stark verwitterte Urgestein anschlägt, findet man einen dunklen, mit Schuppen von Magnesitglimmer erfüllten Gneis (Biotitgneis), der nach Struktur und Mineralgehalt unzweifelhaft ein Gneis ist. Gelegentlich deuten allerdings kleine, in der Gneismasse eingeschlossene Granaten auf Einsmelzung von Schieferstoff hin. Kommt dazu noch ein streifiges und schlieriges Aussehen des Gesteins, so haben wir einen Vertreter der oben geschilderten Mischgneise vor uns, die jedoch, soweit bei den mangelhaften Aufschlüssen festzustellen ist, am Aufbau des Feldbergmassivs nur in untergeordneter Weise teilnehmen.

Auffällig heben sich von dem vorherrschenden, dunklen Biotitgneis helle, oft ganz weiße Zwischenlagen ab, die auf lange Strecken den Gneisschichten parallel laufen, um sie dann mit scharfer Wendung plötzlich zu durchbrechen. Häufig bilden sie auch „Linsen“ von beträchtlicher Größe mitten im Hauptgestein. Ihre lichte Mineralmasse ist entweder reiner, sehr grobkörniger Quarz oder ein Gemenge von Quarz und Feldspat, die oft in der eigentümlichen schriftgranitischen Verwachsung auftreten. Letztere kommt zustande, wenn die beiden Mineralien ganz gleichzeitig und sehr langsam auskristallisieren, so daß immer ein Quarzkristall einen Feldspatkristall aufs innigste durchdringt und mit ihm zusammen ein Ganzes bildet. Man sieht dann auf den breiten Spaltflächen des Feldspats eigenartige, aus Quarzmasse bestehende Zeichnungen, Figuren mit ein- und auspringenden Winkeln, gerade und krumme Striche, Haken, E- und T-förmige Zeichen, kurz eine Art natürlicher Runenschrift, der diese Gesteine den Namen Schriftgranite oder Pegmatite verdanken (griechisch πέγμα, pegma, „Schriftzeichen“). Als dritter, jedoch nicht so wichtiger Gemengteil, ist dann noch der lichte, wie Silber glänzende Kaliglimmer oder Muskowit zu nennen.

Die Quarzmassen und Pegmatite haben sich wohl erst abgeschieden, als ihr Muttergestein, der Gneis, schon verfestigt war. Vieles spricht dafür, daß sie aus heißen, gesättigten Lösungen auskristallisierten, die dem schmelz-

flüssigen, vulkanischen Herde entsprangen, alle Spalten und Klüfte des Urgesteins füllten und in diesen abgeschlossenen „Gängen“ ganz allmählich erstarrten. Da die heißen Gewässer eine Menge der verschiedenartigsten Mineralstoffe mit emporbrachten, so sind viele Pegmatite ausgezeichnete und reichhaltige Mineralfundstätten; auf den Klüften und Drusen (kleinen Hohlräumen) solcher Gesteine sitzen prächtig ausgebildete, flächenreiche und oft ansehnlich große Kristalle von wasserhellem Quarz (Bergkristall), Kalifeldspat (Adular), edlem Turmalin, Flußspat, Topas, Zirkon, Apatit, Titanit, Titanisen, Granat und anderen Mineralien. Doch stehen, was Kristallreichtum betrifft, die Schwarzwälder Pegmatite hinter denen anderer Gebirge, z. B. der Alpen, weit zurück; außer Quarz, Feldspat und Kaliglimmer führen sie zumeist nur Turmalin, und auch diesen nicht in seinen edlen, prächtig bunten Varietäten, die zu Schmucksteinen verarbeitet werden, sondern in Form schwarzer, unansehnlicher Körner und schlechter Prismen, die in der übrigen Gesteinsmasse eingewachsen sind (von den Mineralogen „Schörl“ genannt).

Wer sich die Mühe nimmt, einen wenn auch nur kleinen Teil des Schwarzwälder Gneissmassivs systematisch zu durchforschen, wird dabei mancherlei Felsarten antreffen, die dem herrschenden Gneis fremdartig gegenüberstehen. So sind z. B. in den Bergen nördlich vom Dreisamtal Hornblendegesteine gemein häufig. Unter diesen Sammelnamen fallen Gesteine von sehr wechselndem Aussehen und Gefüge; bald sind es grobkörnige Massen, deren Hauptgemengteile, dunkelgrüne Hornblende und weißer Feldspat, leicht mit bloßem Auge zu erkennen sind, bald sehr feinkörnige, graugrüne Felsarten, zu deren Bestimmung man das Mikroskop zu Hilfe nehmen muß. Auch die mineralische Zusammensetzung schwankt bedeutend; zu den beiden eben genannten Hauptgemengteilen kommen oft noch Quarz, Granat, Biotit, Orthit und Eisenzeze (Magneteisen und Eisenties) hinzu. Prächtige Varietäten entstehen, wenn zahlreiche, in düsterem Rot glühende Granatkristalle dem tiefgrünen Hornblendegestein eingesprengt sind.

Im übrigen wird man bald helle, bald dunkle, bald massige, bald schiefrige Varietäten antreffen. Die hellen, hornblendearmen und meist grobkörnigen Felsarten werden Hornblendegneise genannt; in ihnen haben, wie in den gewöhnlichen Gneisen, Feldspat und

Quarz das Übergewicht. Wesentlich dunkler und hornblendereicher, dabei oft recht massig sind die Amphibolite, in denen dem Feldspat nur noch die Rolle einer Füllmasse zwischen den Hornblendekristallen zukommt. Endlich gibt es feldspatfreie Varietäten, die fast ganz aus reiner Hornblende bestehen und ausgesprochen schieferig sind; diese bezeichnet der Petrograph als Hornblendeschiefer. Selbstverständlich sind die drei Gruppen durch zahlreiche Zwischenglieder miteinander verbunden; denn „das Wesen eines Gesteins ist der Übergang“.

Wie die Gneise, so entstammen auch die Hornblendegesteine verschiedenartigen Wertstätten der Natur. Manche von ihnen sind offenbar nichts weiter als dunkle, von Anfang an schieferig erstarrte Eruptivgesteine (z. B. Diorite), andere wurden später metamorphosiert und von neu emporgequollenen Schmelzflüssen durchtränkt, woraus die wechselvollsten Mischgesteine hervorgingen; noch andere erweisen sich als umkristallisierte Sedimente oder Kontaktgesteine, kurz, die Mannigfaltigkeit ist ungemein groß und die Gesteinskunde noch lange nicht so weit vorgeschritten, daß sie die Herkunft und den Ursprung jedes beliebigen Hornblendegesteins zu erklären vermöchte.

Die ganze zentrale Gneismasse des Schwarzwalds ist wohl als Decke eines riesigen, in der Tiefe verborgenen Granitmassivs aufzufassen, dessen Ausläufer, die vier oben aufgezählten Schwarzwälder Granitstöcke, am Rande der Decke zum Vorschein kommen. Der Gneis gehörte ursprünglich, wie sein nordöstliches Streichen beweist, zu den Kernmassiven der karbonischen Faltengebirge; seine jetzige Höhenlage verdankt er späteren Hebungen, die wahrscheinlich erst lange nach dem Aufklaffen des Rheingrabens, nämlich im Lauf der jüngeren Tertiärzeit, eintraten. Ob auch der Schwarzwälder Granit schon ein Glied der Steinkohlenalpen bildete, wissen wir nicht bestimmt; etwas jünger als der Gneis muß er wohl sein, weil granitischer Schmelzfluß hier und da in die Spalten des Gneises eindringen und dort in „Gangsform“ erstarrt ist (Abb. 112). Wahrscheinlich geschah dies jedoch noch während der Aufrichtung der Steinkohlenalpen, an der sich der Granit wohl als aktiver Faktor stark beteiligte.

Die granitischen Gänge, die den Schwarzwaldgneis stellenweise durchsetzen, haben teils das normale Aussehen körniger Granite, teils sind sie ungewöhnlich feinkörnig, dabei oft

schieferig und gebändert, eine Erscheinung, die wohl auf Pressung während der Kristallisation zurückzuführen ist. Eine dritte Gruppe dieser Ganggesteine besitzt porphyrisches Gefüge; eingebettet in einer dichten Grundmasse liegen große Feldspatkristalle, deutliche Dopyrpyramiden von Quarz wie in den Quarzporphyren (vgl. Bd. I, S. 129) und hin und wieder auch sechsseitige Täfelchen von hellem oder dunklem Glimmer. Gute Aufschlüsse solcher Granitporphyre findet man z. B. oberhalb Posthalde im Höllental, ferner auf dem Feldberg südlich vom Gasthaus „Feld-

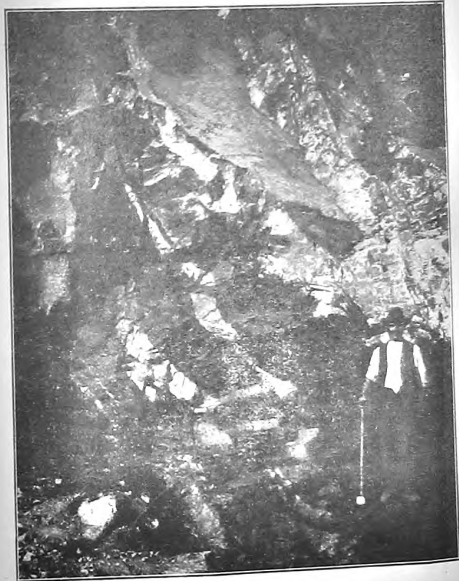


Abb. 112. Steinbruch bei Sölden (Bez. Freiburg i. Br.)
Gneis (dunkel), durchsetzt von hellen Granitadern.
(Phot. F. Seiber.)

berger Hof“, an der Straße von Todtnau nach dem Feldberg und in der Umgebung des Titisees, wo auch Gänge normalen, nicht porphyrischen Granits vorkommen.

Kehren wir nun ins Höllental zurück, das wir bis zu seiner engsten Stelle, dem Hirschsprung, aufwärts verfolgt hatten! Oberhalb der düsteren Felsenklamm, deren Durchschreitung nur wenige Minuten erfordert, erweitert sich das Tal und streicht zuerst südlich, dann südöstlich über eine Stunde lang ziemlich einformig fort; zwar sind die Bergwände anfangs noch gewaltig hoch und steil, nehmen aber an Höhe ab, je weiter wir im Tal aufwärts steigen. Im Gegensatz zu der Strecke

zwischen Hirschsprung und Falkensteig, die eine typische, vom stürzenden Wasser ausgenagte Erosionsschlucht ist, trägt der obere Talabschnitt eher den Charakter eines Troges mit steilen Wänden, aber breiter, aus aufstehendem Fels gebildeter Sohle, — eine vom Eis modellierte Talform, die wir in den Alpen überall entwickelt finden, wo zur Eiszeit mächtige Gletscher die Täler füllten. Aus diesem Gegensatz der Formen im mittleren und oberen Höllental schließt Steinmann wohl mit Recht, daß

zweigt, steigt die Landstraße in weit ausholenden Schlangenwindungen an den waldigen Abhängen empor und gewinnt in etwa einer Stunde die Hochfläche von Hinterzarten. Hier finden wir eine Moränenentwicklung, wie sie ausgedehnter und typischer kaum an einer zweiten Stelle des Schwarzwalds vorkommt. Bis zum Ufer des Titisees dehnen sich die unformlichen, hier und da durch Moor und Torfgrund unterbrochenen Blockwälle und Schutthäufen, welche die Höllentalbahn in meh-



Abb. 113. Moränenlandschaft am Titisee.

bei der jüngsten Vereisung der Höllentalgletscher gerade über der Klamme endigte; die obere Talstrecke wäre das Bett eines mächtigen Eisstroms gewesen, der von den Firnfeldern des Ninkenfamms und der Weisstannenhöhe (beide rund 1100 m hoch) gespeist wurde, die abwärts sich anschließende, frische Erosionsschlucht aber das Werk des Gletscherbachs, der während und nach der Vereisung den ursprünglich das Tal sperrenden Felsriegel bis zu seiner heutigen Tiefe durchsägte.

Vom Sternentwirthshaus bei Höllsteig, wo links die wasserdurchtoste Rabennaschlucht ab-

geren Einschnitten durchbricht.*) Den Titisee selbst umgürten mehrere konzentrische Moränenzüge (Abb. 113), in deren Umgebung sich die mit der Endmoränenbildung verknüpften Erscheinungen aufs beste studieren lassen. Dicht bei den Endmoränen beginnen breite Schotterterrassen, die sich im Gutachtal abwärts ziehen bis zur Talenge des Kirchsteigs unterhalb

*) Felsblöcke mit schönen Gletscherschliffen, die beim Bahnbau aufgedeckt wurden, sind in der Halle des Bahnhofes Hinterzarten aufgestellt. Am Bahnhof Titisee hat man aus ebensolchen Blöcken eine kleine Pyramide errichtet.

Neustadt, offenbar Absätze des dem Titiseegletscher entströmenden Flusses. Der tiefere Teil des Seebekens ist eine vom Eis ausgehöhlte Wanne, daneben haben aber die Moränen zu seiner Abdämmung beigetragen. Ursprünglich war der See weit größer, reichte aufwärts bis ans Ende der vom Seebach durchflossenen sumpfigen Wiesengründe und abwärts bis in die Nähe von Neustadt; als dann die Gutach ihr Bett immer tiefer in den lockeren Moränenboden eingrub, sank der Spiegel allmählich auf seinen heutigen Stand.

Die Moränen von Hinterzarten bis zum Titisee entstammen einer Zeit, in der sich die Gletscher schon stark auf dem Rückzug befanden. Dieser Rückzug geschah wie in den Alpen sprunghaft, jedoch fallen die im Schwarzwald beobachteten Stillstandslagen nicht mit dem Bühel-, Gschnitz- und Daunstadium der Alpen-gletscher zusammen (vgl. S. 123), sondern entsprechen älteren, in den Alpen bislang noch nicht nachgewiesenen Abschmelzstadien. Jedenfalls war bereits zur Zeit des Gschnitzstadiums der gesamte Schwarzwald eisfrei. In den meisten Schwarzwaldtälern liegen nun stufenweise übereinander mehrere Endmoränen oder auch Felsriegel, die das jeweilige Gletscherende kennzeichnen. Als Beispiel seien die Verhältnisse im Mhatal, durch das der Weg vom Schluchsee auf den Feldberg führt, kurz geschildert. Während des Hochstandes der letzten Vereisung speisten die Firnfelder des Bärhaldentkammes einen mächtigen Eisstrom, der bis ans untere Ende des heutigen Schluchsees reichte und dort einen Endmoränenwall aufschüttete. Als dieser Gletscher schmolz, staute der Damm die Schmelzwasser zu einem See auf, der das ganze Tal bis Oberaha aufwärts unter Wasser setzte, somit doppelt so lang war wie der heutige Schluchsee. Vor der Vereisung hatten die Gewässer des Mhats ihren Weg geradeaus über Rothaus zur Mettma genommen, jetzt mußten sie, da die Moränen das alte Tal sperrten, westwärts über die niedrigste Stelle der Seenumwallung zur Schwarza durchbrechen. So entstand der heutige Abfluß des Schluchsees.

Der zurückweichende Hagletscher machte weit oben im Tal nochmals einen längeren Halt. Jenseits Oberaha zieht sich quer über das Tal ein 1—2 m hoher Moränenwall, den die Straße benutzt, um das Tal zu überschreiten. Auch an der Mündung des Auletals lagern wild aufeinandergetürmte Blockmassen, über die der Aulebach schäumend hinabstürzt. Dahinter

öffnet sich der flache Wiesenboden des oberen Auletals, eine alte, mit Schutt ausgefüllte Gletscherwanne. Dies sind im Mhagebiet die jüngsten Spuren der Vereisung.

Es gibt jedoch eine noch jüngere Stillstandslage, die wir am deutlichsten im Bett des vom Feldberg herabkommenden Titisee- oder Gutachgletschers entwickelt finden. Während der Hauptvereisung lag die Gletscher- und Seemündung bei Neustadt in rund 850 m Höhe; dann wich sie ziemlich rasch bis zum Titisee zurück und schüttete hier, längere Zeit Rast machend, die mächtigen, den See umrahmenden Moränenwälle auf. Steigen wir nun im „Bärental“ aufwärts, so sperrt am „hinteren Seewald“ ein großartiger Rundhöcker, den der Seebach hat durchsägen müssen, das Tal. Dann beginnen in einer Höhe von etwa 1000 m über dem Meer die Endmoränen des zweiten Rückzugsstadiums. Von den steilen Gehängen schieben sich mehrere Wälle ins Tal herein, die jedoch nur dort, wo der Wald lichter wird, als Gletscherschuttmassen zu erkennen sind. Wahrscheinlich liegen auf der kurzen Strecke von hier bis zum Feldsee noch manche Moränen im dichten Walde versteckt.

Am Feldsee selbst, dem düstersten und geheimnisvollsten aller Schwarzwaldseen, befinden wir uns mitten im Quellgebiet und am Ursprung des Gletschers. Hier hat das Eis, den Gebirgsfels von der Tiefe aus angreifend, eine ungeheure Nische mit prallen und zerschrundeten Wänden in die Gehänge gegraben, ein echtes Kar, wie es prächtiger und größer sonst nirgends im Schwarzwald zu finden ist.*) Diesem Felsstrichter entquollen die Eismassen, die einstmals, verstärkt durch seitliche Zuflüsse, das ganze Bärental bis zum Titisee und weiter überfluteten. Jetzt füllt den Grund des Trichters der schwarze Feldsee, Riesentannen wachsen an den Gehängen, und auf dem Moränenwall, der den Ausgang des Kars sperrt, wuchert eine Wildnis von Adlerfarren und Krieteesen Moosen zwischen verwitterten Gneis- und Granitblöcken. Um einen Überblick zu gewinnen, steigt man zum Seebuck, dem bekannten Vorgipfel des Feldbergs, empor; fast 400 m senkrecht darunter liegt der Spiegel des Feldsees, auf zwei Drittel seines Umfangs von starrenden Felsabstürzen

*) Über Kars und Karbildung siehe Bd. I, S. 300 ff. Ferner sei, was das hier behandelte Gebiet betrifft, auf die Abhandlung „Schwarzwald-tare“ von Otto Feucht, Kosmos, Bd. VI, S. 103, verwiesen.

überragt, während hochstämmiger Fichtenwald das fehlende Drittel des Ringes schließt.

Ähnliche, wenn auch nicht so große Felsenrinnen und Trichter wie das Feldseefer gibt es noch mehrfach in den höheren Lagen des Gebirges. So ist z. B. das Scheibenlechtenmoos am Spießhorn ein typisch ausgebildetes Kar mit flachem Boden und stellenweise 200 m hoher Rückwand. Häufiger zeigt sich in einer Meereshöhe von 1100–1200 m eine auffällige Verflachung der Täler, die man als beginnende „embryonale“ Karbildung deutet. Kleine Sammeltrichter und Gruben mit flachem, oft moorigem Grunde erscheinen ganz unvermittelt in die Gehänge eingelassen. Ihr gefelliges Auftreten in einer so scharf abgegrenzten Höhenzone läßt darauf schließen, daß sie einem ganz bestimmten, und zwar dem allerjüngsten Abschnitt der Eiszeit entstammen. Die mächtigen Talgleitflächen waren verschwunden und nur eine geringe Zahl von Gehänggleitflächen zurückgeblieben, die zumeist viel zu klein waren, als daß sie noch deutliche Moränenwälle hätten aufschütten können. Nur der Kranzflacher Nischen, der die höchsten Gipfel des Gebirges umsäumt, verrät uns etwas von dem Dasein dieser Nachzügler. Noch jetzt bleibt in solchen Gruben der Schnee länger liegen als anderswo im Gebirge, ja einzelne bergen oft selbst im Juli noch Schneereise; sollte sich das Klima dereinst wieder so verschlechtern, daß im Schwarzwald Gletscherbildung einträte, so würden jene Schneelöcher der neuen Vereisung als erste Anstapfpunkte dienen.

Bei unserer Wanderung vom Titisee zum Feldsee haben wir einen Ausläufer des Schluchseegranits gestreift, der von Süden her feilartig in das Zentralmassiv eindringt und die hohe Bärhalde aufbaut, eine unwegsame, uraltdartige Tannen- und Felsenwildnis. Westwärts setzt sich die Hochfläche, zuerst langsam fallend, dann wieder steigend, fort bis auf den Feldberggründen; kurz vor dem bekannten Gasthof „Feldberger Hof“ kommt man aus dem Granit wieder in Gneis, ohne daß sich die Grenze beider Gebirgsarten irgendwie im Gelände zu erkennen gibt. Stillisch schließt sich dagegen an den Granit der Bärhalde ein stark gestörter Gebirgsstreifen, durch den die Straße von Schluchsee nach Lenzkirch, dem Hauptsitz der Schwarzwälder Uhrenindustrie, mitten hindurchführt. Ganz unvermutet kommen hier zwischen Granit und Gneis, eine tiefe Mulde füllend, Schichten der

Steinkohlenperiode zum Vorschein, freilich nicht die wertvollen kohlenführenden Ablagerungen des Oberkarbons, sondern technisch ganz unbrauchbare Schiefer, Sandsteine und verkittete Geröllmassen, die aus einem älteren Abschnitt der Steinkohlenperiode stammen. Als diese, ihren Pflanzenresten nach unterkarbonischen Schichten abgelagert wurden, war das mitteleuropäische Festland, das später die Steinkohlenalpen trug, noch nicht vorhanden; daß aber Land in der Nähe war, bezeugt das grobe Korn dieser Sedimente und ihr Gehalt an eingeschwemmten Landpflanzen. Die Konglomerate sind ganz offenbar Anhäufungen von Strandgeröllen, und auch die Sandsteine müssen in ziemlicher Nähe der Küste entstanden sein. Wahrscheinlich haben wir uns in altkarbonischer Zeit an Stelle des südlichen Schwarzwalds und der Vogesen (wo die gleichen Schichten vorkommen) ein flaches, inselreiches Meer zu denken, aus dem im weiteren Verlauf der Steinkohlenzeit die Ketten der karbonischen Hochgebirge emporwuchsen. Doch schon vor der Hauptgebirgsfaltung ging es in diesem Meere ziemlich unruhig zu; starke vulkanische Ergüsse durchbrachen an vielen Stellen die jungabgelagerten Schichten und türmten Inselvulkane auf, deren Material dann wieder von der Brandung zerstört, von Regengüssen ins Meer geschwemmt und mit den Sedimenten am Grunde vermengt wurde. Daher enthalten die unterkarbonischen Schichten dieser Gegend zahllose Gerölle des damals geförderten Lavagesteins, das die Zusammensetzung eines Quarzporphyrs hatte; ja, manche Laven bestehen fast nur aus fest miteinander verkitteten Porphyrbuchstücken („Trümmerporphyre“).

Krater und Regel der alten Feuerberge sind natürlich längst von der Erdoberfläche fortgewaschen und nur die mit fester Lavamasse gefüllten Zuleitungskanäle und -spalten übrig geblieben. Dies sind die „Quarzporphyrgänge“, die in der Umgebung von Lenzkirch an vielen Stellen das Karbon und auch den Granit durchsetzen.

Auf das Zeitalter der Inselvulkane folgte die Aufstürmung der Steinkohlenalpen, an der alle älteren Schichtensysteme vom Gneis bis zum Unterkarbon teilnahmen. Der Schwarzwald blieb nun lange Zeit hindurch ein gebirgisches Festland, in dessen Niederungen sich die üppige Kryptogamenflora der Steinkohlenwälder breit machte. Die jüngere Steinkohlenformation ist jedoch auf den nörd-

lichen Teil des Schwarzwalds beschränkt, wo sie sich in Becken und Mulden zwischen den Gneisen und Graniten abgelagert und zum Teil ebenfalls noch Faltungen erlitten hat. In der geologisch ungemein interessanten Umgebung Baden-Badens werden wir ein Vorkommen dieses jüngeren, produktiven Karbons kennen lernen.

Die allerjüngsten Steinkohlenschichten sind nirgends mehr gefaltet, ebensowenig die darüber liegende Formation des Rotliegenden.

Wo die höchsten Kämme der karbonischen Alpen lagen, können wir heutzutage nicht mehr

Süden der Alb und Wiefe zufließen. Das ganze, vom Feldberg herabkommende Wasser nimmt also in der Gegenwart seinen Weg zum Rhein.*) Weit gegen die Rheinebene vorgeschoben, von der ihn nur niedrige Vorberge trennen, ragt der dritthöchste Gipfel des Schwarzwaldes, der schroff ins Münstertal abstürzende Belchen (1415 m), auf. Obwohl er aus dem gleichen Gestein errichtet ist wie der Feldberg, weicht er doch in Gestalt und Erscheinung ganz auffällig von ihm ab. Der Feldberg ist ein mäßig breiter, langgestreckter Rücken, dessen wellige Gipfelfläche in der Tat



Abb. 114. Blick vom Feldberg im Schwarzwald. (Phot. E. Braun.)

feststellen; die gegenwärtigen Höhenunterschiede beruhen, wie mehrfach betont, auf viel jüngeren, in der Tertiärzeit erfolgten Erdbewegungen. Jetzt erhebt sich der Schwarzwaldgneis im Süden zu den höchsten Höhen, gerade dort, wo am gegenüberliegenden Ufer des Rheingrabens der Belchenstock der Vogesen als gewaltiger Gipfeiler aufwärts strebt. Den Kern des Gneismassivs bildet ein mächtiger Gebirgsknoten, gipfelnd im Feldberg (1495 m) und Herzogenhorn (1417 m); strahlenförmig fallen von ihm nach allen Seiten steilwandige Täler ab, deren Gewässer im Norden der Dreifam, im Osten der Wutach, im

einem „Felde“ gleicht, der Belchen dagegen eine frei aufragende, schmalgewölbte Kuppe, ein „Ballon“, wie die Franzosen die gleichgestalteten Belchenberge der Vogesen nennen. Diesseits wie jenseits des Rheins finden wir eine gewisse, nicht allzu große Zahl der Hochgipfel in diese eigenartige Form gegossen, während andere, ebenso hohe Berge keine Spur einer solchen Gestaltung zeigen. Jedenfalls hat

*) Noch zur Zeit der letzten Vereisung lief die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau quer über das Feldbergmassiv; der Abfluß des Eistillegletschers, die heutige Gutach, im Unterlauf Wutach genannt, führte sein Wasser der Donau zu.

sich die Belchenform während der Vereisung des Gebirges herausgebildet; auch in den Alpen kommen stellenweise ähnliche Rundlinge hoch über der ehemaligen Gletscheroberfläche vor.

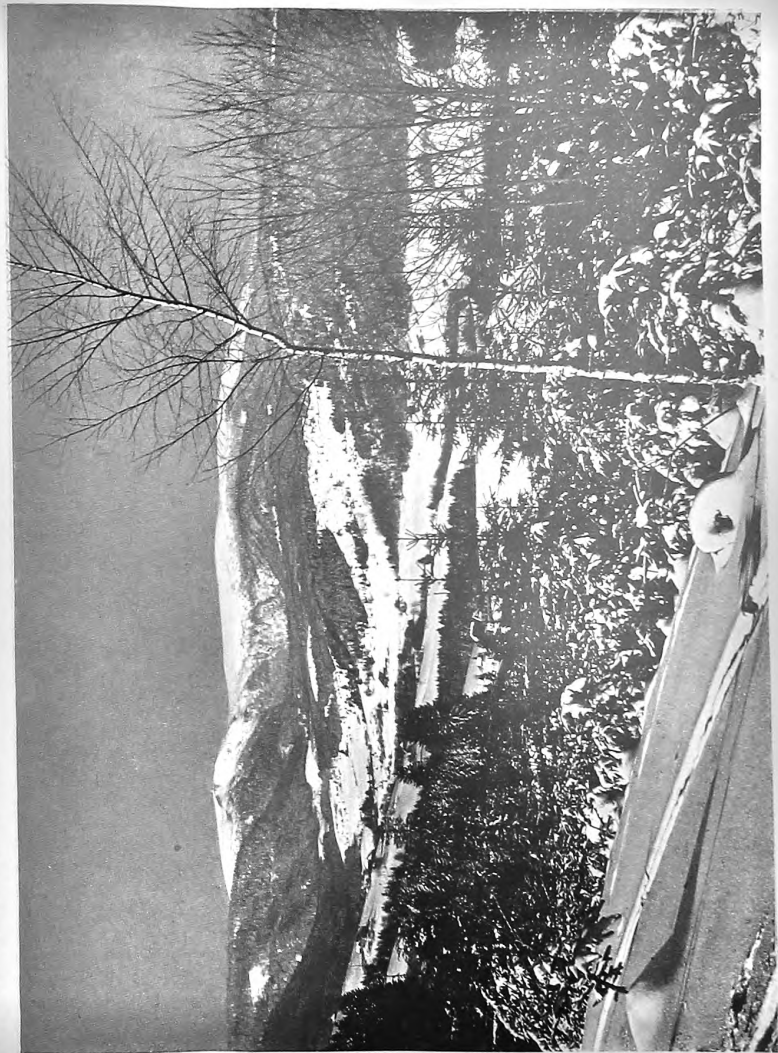
Steht auch der Belchen an Höhe dem Feldberg nach, so übertrifft er ihn doch bedeutend durch seine weitaus machtvollere Erscheinung. Über der breiten, einem flachgewölbten Schild ähnlichen Hochfläche des Feldbergmassivs erhebt sich der eigentliche Feldberg nur als mäßig hoher, wenig auffälliger Rücken, dessen Anblick leicht Enttäuschung hervorruft. Wie anders wirkt, vom Untermünstertal gesehen, der Belchen! Als wuchtige Masse, durchsetzt von Schründen und wilden Felschluchten, steht der Berg am Talchluß und steigt in schroffen, 1000 m hohen Gehängen unmittelbar vom Talgrund auf (Abb. 115). Nirgendwo im ganzen Schwarzwald kehrt ein gleich machtvoller Anblick wieder; nur dem Belchen eignet ein so jäher, fast bis zum Niveau der Rheinebene niedergehender Absturz. Die westwärts sich anschließenden Ketten, deren König ein anderer bekannter Ausichtsberg, der Blauen (1165 m), ist, gehören schon nicht mehr dem festgegründeten Kern des Schwarzwalds an; sie liegen auf einem randlichen Gebirgsstreifen, der sich gegen die Rheinebene gesenkt hat, oder, wie es wohl richtiger ist zu sagen: der keine so starke Hebung erfahren hat wie das Zentralmassiv. Der Blauen ist ein Granitberg, höchster Gipfel des nach ihm benannten Granitmassivs, das hier im Westen bei Kandern und Badenweiler scharf an einer großen, zur Rheinebene abgesunkenen Trias- und Jurascholle abstößt. Ostwärts erstreckt es sich über Zell im Wiesental bis an die untere Wehra. Das herrschende Gestein ist überall, wie im Schluchseemassiv, ein grobkörniger Biotitgranit mit fleischroten oder weißen Feldspaten, die mitunter so groß werden, daß der Granit ein porphyrtartiges Aussehen annimmt. Außerdem treffen wir am Blauen, obgleich spärlicher, ganz ähnliche Quarzporphyrgänge, wie wir sie zwischen Lenzkirch und der Bärhalde kennen lernten.

Seine Hauptverbreitung hat der Quarzporphyr etwas weiter nördlich, im Ober- und Untermünstertal, zu Füßen des Belchen. In zahlreichen Gängen durchbricht das vulkanische Gestein den Gneis und breitet sich zum Teil deckenförmig über ihn aus. Der harte, schwer verwitternde Porphyr bildet zu beiden Seiten der Straße, die vom Wiedener Eck ins Münstertal hinabführt, die prächtigsten und wildesten Felspartien, am großartigsten tritt

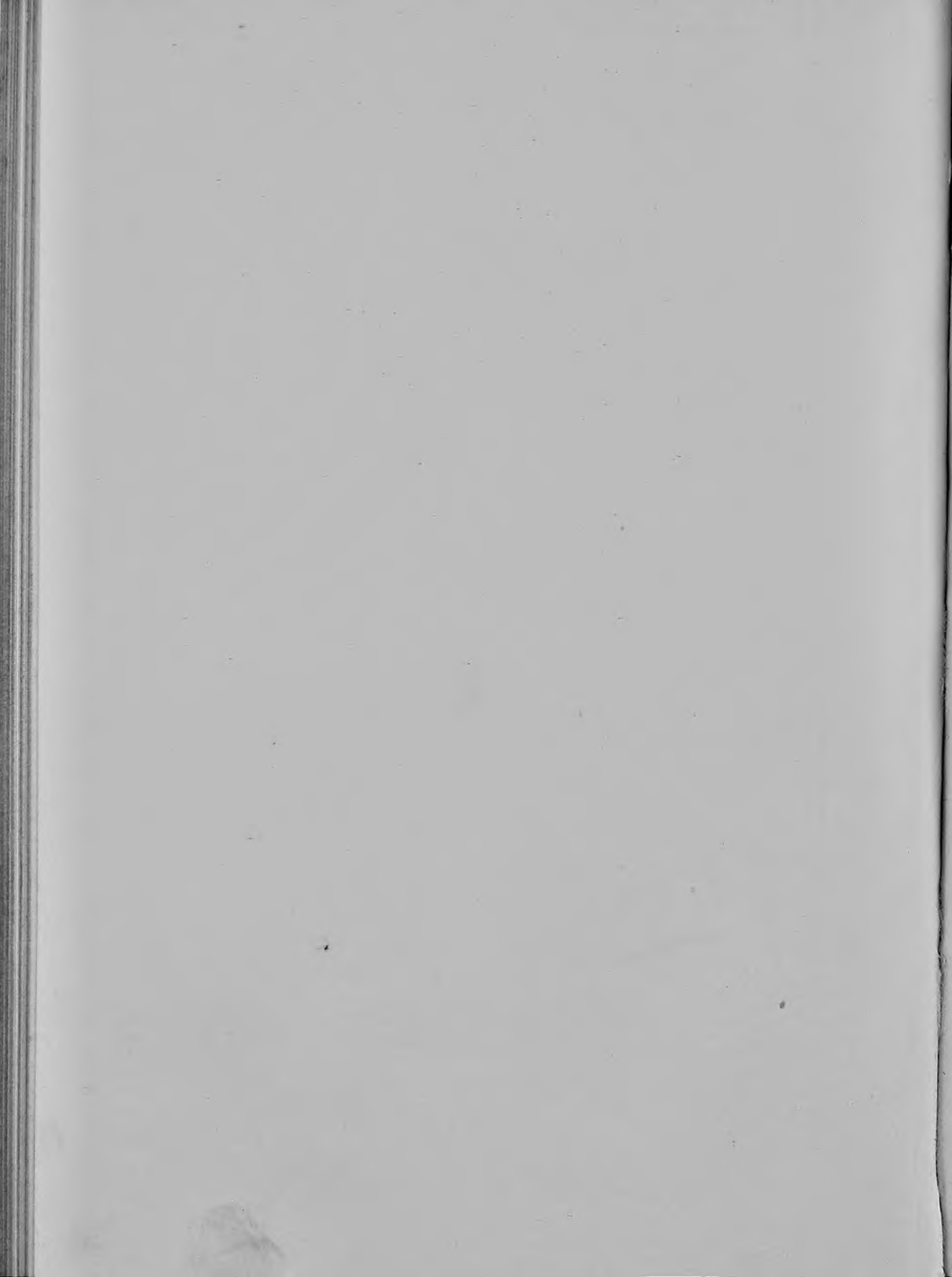
er in den schroffen und jähren Wänden des Scharfensteins zutage. Diese mächtigen, vermutlich zur Permzeit hervorgebrochenen Lavaergüsse entstammten wohl dem gleichen Herde wie der benachbarte Blaugranit und waren ein Nachspiel zu dessen Intrusion.*) wenigstens läßt sich an der Streichrichtung und Verbreitung der Münstertaler Porphyrgänge unschwer erkennen, daß sie eine Art Fortsetzung der im Blaugranit selbst aufsteigenden Gänge bilden. Den unmittelbaren Zusammenhang unterbricht jedoch eine 4 km breite, mit karbonischen Sedimenten ausgefüllte „Mulde“, die sich von Badenweiler über Schönau im Wiesental bis in die Nähe des bekannten Lustkurorts Menzenschwand hinzieht, wo der Schluchseegranit ihr den Weg abschneidet (vgl. die Übersichtskarte S. 147). Jenseits desselben, in der Lenzkircher Gegend, kommt sodann das Karbon, durchsetzt von zahlreichen Porphyrgängen, nochmals zum Vorschein.

Diese merkwürdige, gar nicht zu ihrer kristallinen Umgebung passende Zone scheidet das zentrale Gneismassiv (Feldberg, Belchen) von den großen Granitstöcken des südlichen Schwarzwalds (Blauen, Schluchsee). Eingeklemmt zwischen die mächtigen kristallinen Massivs, sind die Karbonschichten eng zusammengepreßt und steil aufgerichtet; stellenweise, z. B. bei Schönau und Wieden, war der von den Massiven ausgehende Seitendruck so stark, daß der Gneis eine Strecke weit auf die Karbonschiefer hinübergeschoben wurde. Die ganze Ablagerung setzt sich zusammen aus schwarzen Tonstiefen, grauen Sandsteinen und groben Konglomeraten (verfitteten Geröllen von Granit, Porphyr, Tonstiefer, seltener von Gneis). Fraglich ist das Alter der Tonstiefer, in denen man bislang keine Versteinerungen entdeckt hat; sie stammen möglicherweise aus einer noch älteren Periode der Erdgeschichte (Silur oder Devon). Die Sandsteine und Konglomerate werden auf Grund der am Burgberg bei Badenweiler, bei Lenzkirch usw. gefundenen Pflanzenreste für unterkarbonisch gehalten; sie gehören also zum Kulm, wie man im Gegensatz zum Kohlenkalk die sandig-schiefrigen Schichten der älteren Steinkohlenzeit nennt. Das produktive, d. h. kohlenführende Karbon fehlt diesem Teil des Schwarzwalds bis auf vereinzelte dünne und unreine Anthrazitlager, die ihres hohen Aschengehaltes wegen keine brauch-

*) Unter Intrusion versteht man das Einbringen schmelzflüssiger Massen in ältere, schon verfestigte Gesteine.



Das Bärenthal im hohen Schwarzwald, ein ehemaliges Gletscherbett
Im Hintergrund der Felsbergkamm
(Nach einer farbigen Aufnahme von F. Felber)



auf dem Fstein in einsamer Klause hauste, bestattete die Jungfrau am Ort, wo er sie gefunden, und gab sich an ihrem Grabe selbst den Tod.

Poetisch verkört ist auch der nächste, uns interessierende Gipfel: der Schöenberg bei Freiburg. Man erzählt sich von ihm die gleiche Tannhäuser-Sage wie vom Hirsberg bei Eisenach; die im Berg hausende „Teufelin“ lockt einen Ritter der nahen Schneburg zu sich, den man nachher, als aus Rom die Kunde vom „grünenden Stab“ des Papstes eintraf, in einer Höhle tot auf seinem Roß sitzend fand. Um nun auf die Geologie des Schöbergs zu kommen, so treffen wir hier wieder alle Hauptformationen vom Buntsandstein bis zum oligozänen Meereskonglomerat; nur das Eozän fehlt wie gewöhnlich. Die Stellung der

Parkinsoni (Abb. 19, S. 30) ist, darüber Weißjura in derselben Ausbildung wie am Steiner Klog, aber zurzeit schlecht aufgeschlossen.

Es folgt nun eine Lücke in der Schichtenreihe, mit jener Zeit beginnend, in der Süddeutschland als breite Insel aus dem Jura-See auftauchte (vgl. S. 124); daher finden wir am Schöenberg und auch sonst im badischen Oberland keine jüngeren Juraschichten als die Korallentafel der Dröfthaus; ebenso fehlt die ganze Kreide, und das Eozän ist nur durch vereinzelte Süßwasserablässe vertreten. Oben auf der Schöenbergspitze (646 m über dem Meer), direkt auf den Weißjurakalke, lagern jedoch noch jüngere, oligozäne Schichten, die am Strand des vordringenden Rheinmeers auf-



Abb. 118. Profil durch den Schöenberg bei Freiburg i. B. (Nach Graeff und Steinmann.)

mit mäßiger Neigung zur Rheinebene abfallenden Schichten läßt deutlich erkennen, daß der Schöenberg eine vom Feldbergmassiv gegen Nordwest abgeglittene Sedimentscholle ist (vgl. das Profil Abb. 118). Bei V verläuft die große Hauptverwerfung, die das kristallinische Zentralmassiv von den sedimentären Vorbergen und Hügeln trennt; auf der anderen Seite des Schöbergs biegen sich die Schichten plötzlich steil abwärts, so daß sie rasch zum Niveau der Rheinebene herabsinken. Was die einzelnen Formationen angeht, so bildet der Muschelkalk am Nordostgehänge des Schöbergs eine deutlich ausgesprochene Terrasse, auf der das Gasthaus zum „Jesuitenschloß“ steht. Weiter bergauf finden wir zunächst Keuper, dann Lias mit all seinen bekannten Zonen und Versteinerungen, hierauf Braunjura, dessen mächtigstes Glied der leicht kenntliche Hauptoolith oder Haupttrögstein*) mit dem Leitfossil Parkinsonia

geschütteten Konglomerate und Sandsteine. Es sind die Zeugen der großartigen Erdbewegungen, denen die oberreineische Tiefebene ihre Entstehung verdankt. Zum letztmal brach das Meer in das südwestdeutsche Festland ein, eroberte die Rheinebene und überflutete auch noch die niedrigen, abgesunkenen Vorberge; nirgends aber finden wir auf den Höhen des Schwarzwalds irgendwelche Spuren, daß die oligozäne Meeresflut über das heutige Gebirge selbst hinweggeschritten sei. Magte damals auch der Schwarzwald noch nicht so hoch auf wie in der Gegenwart, so war er doch jedenfalls hoch genug, um der vordringenden See einen Damm entgegenzusetzen.

Die oligozäne Kuppel des Schöbergs wie auch der benachbarten Gipfel, Schneberg und Hirsberg, besteht aus einer groben Nagelfluh, die hauptsächlich aus Jura-, untergeordnet auch aus Triasgeröllern zusammengebacken ist. Ältere, also vortriadische Gesteine fehlen ihr vollkommen, wodurch bewiesen wird, daß zur mittleren Oligozänzeit die Granit- und Gneissmassive, wie auch die karbonischen

*) Über Oolithe vgl. Bd. I, S. 34–35. Der hier erwähnte Hauptoolith ist im dritten Kapitel dieses Abschnitts näher besprochen.

und rotliegenden Schichten noch unter einer mächtigen Jura- und Triasdecke versteckt lagen (vgl. S. 127). Verfolgt man die oligozänen Abfälle vom Gebirgsrande bis zur Rheinebene, so werden sie, der zunehmenden Meerestiefe entsprechend, immer feinkörniger; kalkige Sandsteine, weiße, kreidige Kalle und graue Mergel ersetzen die mehr und mehr zurücktretenden Konglomerate. Die äußersten, am Saum der Tiefebene gelegenen Aufschlüsse zeichnen sich durch Zwischenlagen von Gips aus. Oligozäne Versteinerungen sind überall selten, in der Nagelschlucht fehlen sie so gut wie ganz.

Wie der Schönberg im Süden, so schließt im Westen der niedrige, langgestreckte Tuniberg (306 m) die Freiburger Bucht ab. Den Kern dieses mitten aus der Ebene aufsteigenden Hügelrückens bilden wiederum Braunjura-schichten,* die am Westabhang unter der Lössdecke zum Vorschein kommen; vertreten sind die tiefsten Murchisonae-Schichten (Braunjura β), die grauen Sowerby-Mergel (Braunjura γ), die Humphriesianus-Mergelkalle (Braunjura δ) und vor allem der auch hier sehr mächtige Hauptoolith (Braunjura ϵ), der zwischen Merdingen und Münzingen in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut wird. Manche Aufschlüsse sind außerordentlich fossilreich und ermöglichen dem Sammler, in kurzer Frist eine große Zahl charakteristischer Doggerversteinerungen zusammenzubringen. Im übrigen bedecken den Tuniberg mächtige Löss- und Lehm-schichten, die unmittelbar auf dem Hauptoolith zu ruhen scheinen (der Weißjura fehlt also) und einen sehr fruchtbaren Boden für Reb- und Spargelzucht abgeben. Unterscheidet sich der Tuniberg schon hierdurch von seinem Gegenüber, dem Schönberg, der auf seiner Spitze die oligozäne Nagelschlucht trägt und größtenteils dicht bewaldet ist, so steht er tektonisch im schärfsten Gegensatz zu ihm: die Doggerschichten im Tuniberg fallen nämlich gegen Osten, zum Gebirge hin, während der ganze Schichtenkomplex des Schönbergs, wie oben geschildert, westwärts zur Rheinebene absinkt. Die beiden Berge verhalten sich also wie Gegenflügel einer Mulde, deren Mitte man sich im Untergrund der Freiburger Bucht zu denken hätte. Größere Wahrscheinlichkeit hat jedoch die Annahme, daß auch die Tunibergschichten ursprünglich gegen die Rheinebene geneigt waren und ihre heutige, entgegengesetzte Stellung v u l-

kanischen Erdbewegungen verdanken, die vom nahen Kaiserstuhl ausgingen (vgl. S. 142).

Nördlich von Freiburg taucht der Braunjura entweder allein oder von Trias und Lias begleitet noch mehrfach unter der Lössdecke auf, z. B. bei Zähringen, Hugstetten, am Rimberg und jenseits der Elz bei Ringsheim. Doch sind dies alles nur winzige Schollen. Weißjura kommt nördlich von Freiburg überhaupt nicht mehr vor.

Wandern wir am Schwarzwaldrand weiter gen Norden, so gelangen wir bei der alten Stadt Emmendingen in ein ausgedehntes Triasgebiet. Zwischen Kinzig und Elz breiten sich die „Emmendinger Vorberge“ aus, eine 150–200 m über der Rheinebene liegende, zum großen Teil bewaldete Hochfläche, deren ausgesprochener Tafellandcharakter durch die wagerechte Lagerung der Triasschichten bedingt wird. Die herrschende Formation ist der Buntsandstein (daher die starke Bewaldung des Gebietes); nur im Westen, wo er allmählich unter die Rheinebene versinkt, umrandet ihn eine schmale, unregelmäßig gestaltete Muschelkalkzone. Trotz der nahezu ungestörten Schichtenstellung müssen wir annehmen, daß die ganze Triasscholle stark abgesunken ist; sie liegt völlig isoliert in verhältnismäßig tiefem Niveau des Rheingrabens und hat keinen Zusammenhang mit der großen Buntsandsteindecke im Norden, die noch in ihrer ursprünglichen Lagerung auf dem Urgebirge des Gebirges ruht.

Die Trias endet in spitzem Keil etwas südlich von Offenburg und macht dem Granit Platz, der von hier bis in die Gegend von Baden-Baden unmittelbar an die Lössterrassen der Rheinebene grenzt (vgl. die Karte Abb. 120). Es ist, wie im Triberger- und Blauenmassiv, vorwiegend ein ziemlich grobkörniger Biotitgranit mit fleischrotem Feldspat, dessen Kristalle 2–6 cm lang werden, wodurch das Gestein ein porphyrtartiges Aussehen gewinnt. Von den mancherlei abweichenden Varietäten will ich hier nur eine nennen: den an der Grenze von Granit und Gneis auftretenden „Durbachit“ (nach Durbach bei Offenburg), der seines geringen Quarz- und hohen Biotitgehaltes wegen schon kein eigentlicher Granit mehr ist, sondern den Syeniten zugerechnet werden muß. Solch dunkle, kiesel-säurearme Varietäten zeigen sich auch sonst vielfach an den Rändern der Granitmassen; sie entstanden wohl dadurch, daß sich die dunklen Mineralstoffe (Glimmer, Hornblende) vor der

*) Wegen der im folgenden genannten Braunjurazonen wolle man die Tafel „Profil der Schwäbischen Alb“ vergleichen.

ten, der bei Varnhalt zu Füßen der Burg beginnt und um den Ibersst herum nach Gernsbach zieht, außerdem in vereinzelt, von der Abtragung verschonten Partien am Friesenberg, Schloßberg, Eberstopp usw. Es sind dies die spärlichen Reste einer ursprünglich zusammenhängenden Ablagerung, die schon in der Zeit des Rotliegenden von vulkanischen Laven (Quarzporphyr) durchbrochen und zum großen Teil zerstört wurde. Die demüdierten Trümmer der Steinkohlenschichten sanken dann

tion haben ihr Material in erster Linie von zerstörten Porphyrdecken bekommen. Daher ist von diesem älteren Porphyr so wenig übrig geblieben. Der jüngere liegt dagegen in mächtigen Decken und Strömen noch über dem jüngsten Rotliegenden, kann also erst ganz am Schluß dieser Periode emporgestiegen sein. Ihrem Aussehen nach sind die beiden Porphyrgenerationen kaum voneinander zu unterscheiden; in einer violetten bis grauen, dichten Grundmasse bemerkt man die typischen grauen



Abb. 121. Motto aus der Sumpfs- und Seelandschaft des Sandsteinschwarzwalds (Wildsee bei Wildbad).
(Phot. E. Blumenthal-Wildbad.)

unter das Meer und dienten den Schichtabfägen des jüngeren Rotliegenden als Unterlage.

Es gibt bei Baden-Baden zweierlei Quarzporphyre: einen älteren, der nur noch an wenigen Stellen, z. B. am Eingang der Lichtentaler Allee, ansteht, und einen jüngeren, der eine Reihe felsiger Gipfel im Süden der Bäderstadt aufbaut, den Iberg, Ibersst, Leusberg sowie auch den unteren Teil der bekannten Geroldsauer Schlucht. Der ältere ist wahrscheinlich zu Beginn des Rotliegenden hervorgebrochen, denn die mächtigen Sandsteine, Konglomerate und Schiefertone dieser Forma-

tion haben ihr Material in erster Linie von zerstörten Porphyrdecken bekommen. Daher ist von diesem älteren Porphyr so wenig übrig geblieben. Der jüngere liegt dagegen in mächtigen Decken und Strömen noch über dem jüngsten Rotliegenden, kann also erst ganz am Schluß dieser Periode emporgestiegen sein. Ihrem Aussehen nach sind die beiden Porphyrgenerationen kaum voneinander zu unterscheiden; in einer violetten bis grauen, dichten Grundmasse bemerkt man die typischen grauen

Zur Zeit der älteren Porphyrvulkane waren die karbonischen Hochgebirgsketten schon stark abgetragen und erniedrigt. Zwischen den Gebirgsrümpfen und den neu aufgeschütteten Vulkankegeln breiteten sich weite Lagunen und Binnenseen aus, die vom Schutt der umliegenden Höhen allmählich ausgefüllt wurden. Tropische Regengüsse wuschen die Porphyrfelsen ab und spülten Unmengen von rotem Schlamm und Geröll in die Tiefe. So entstanden in

den größtenteils wasserbedeckten Niederungen die Sedimente des Rotliegenden, in denen sich gelegentlich die charakteristischen Pflanzen dieses Weltalters finden: Farne, Rordaiten, Pterophyllen (Sagobäume) und Walchien (den Araukarien verwandte Nadelhölzer).

Das Rotliegende bildet rings um Baden-Baden eine weit ausgebreitete Decke, die sich indes hie und da öffnet und kleinen Schollen von Granit, Quarzporphyr, metamorphen Schiefern und Steinkohlenschichten Durchlaß gewährt. Im Norden legt sich eine jüngere Decke darüber, der Buntsandstein des nördlichen Schwarzwaldes; im Süden bricht das Rotliegende teils am Quarzporphyr, teils am Granit des Murgtals plötzlich ab (Abb. 120).

Als letzten Nachklang der großartigen Vulkanausbrüche der Permzeit haben wir die Badener Thermen zu betrachten. Es sind ihrer elf aus rotliegendem Gestein zutage tretende Quellen, deren bedeutendste, der „Ursprung“, eine Temperatur von $68,6^{\circ}\text{C}$ besitzt und täglich rund 190 000 l Wasser liefert. Vier andere Quellen sind künstlich als „Friedrichsquelle“ zusammengefaßt; diese ist $62,8^{\circ}\text{C}$ warm und ausgezeichnet durch hohen Lithiumgehalt (9,6 mg auf 1 kg Wasser). Im übrigen enthalten die Thermen hauptsächlich Kochsalz, nächst dem Chlorkalium, schwefelsauren Kalk und doppeltkohlensauren Kalk. Interessant und zum Teil bedeutsam für die Heilwirkung der weltberühmten Quellen sind gewisse seltenere, doch nur in sehr geringer Menge vorhandene Stoffe, wie Brom, Arsenik, Jod, Zink, Kupfer und Strontium. Die ganze chemische Zusammensetzung der Thermen weist ebenso wie ihre hohe Temperatur auf einen juvenilen Ursprung,*) wofür auch die geologischen Verhältnisse des Quellengebiets sprechen.

In auffälligem Gegensatz zu der geologisch so abwechslungsreichen Umgegend Baden-Badens stehen die einförmigen Buntsandsteinflächen, die im ganzen nördlichen und östlichen Schwarzwald das Dach des Gebirges bilden. Charakteristisch für den Buntsandsteinschwarzwald sind die langen, fast wagerecht verlaufenden Tafelberge, von den Einheimischen „Grinden“ genannt, was einen dicken, flachen Kopf mit dem Nebenbegriff des Zerfurchten, Zerhackten bedeutet. Steigt man vom Tal zu einer solchen Grinde hinauf, so wird der Baumwuchs immer kümmerlicher; schon bei

950 m, wo auf Granit- und Gneisboden noch der prächtige Tannenwald in geschlossener Decke das Gebirge bekleidet, fängt auf dem Buntsandstein der Wald an, sich zu lichten; Farne, Moose, Heidelbeeren und Heidekräuter gedeihen üppiger; endlich verschwinden die hochstämmigen Bäume ganz und überlassen das Feld dem Krummholz und der Birke. Stundentweit bedeckt schwammiger, brauner Torfboden die Hochflächen des Gebirges; Moor und sumpfiger Urwald vereinigen sich zu einer fast unzugänglichen Wildnis, in der jedes Abweichen vom gebahnten Wege Gefahr bringt.

Die Kämme des Sandsteinschwarzwalds sind aus „Grinden“ zusammengefaßt, die steil zum Tal abfallen; ihre Scheitellinie ist nur schwach gewellt und auf lange Strecken fast geradlinig. Der Hauptkamm, auf dem sich die Hornisgrinde, der großartigste aller Schwarzwälder Tafelberge, erhebt, zieht nahezu 66 km weit von Nord nach Süd durchs Gebirge; wie gering auf dieser langen Strecke die Höhen schwanken, ergibt sich aus dem Vergleich der mittleren Gipfelhöhe mit der mittleren Sattel- oder Paßhöhe; erstere beträgt nach C. Küster 922,7 m, letztere 871,4 m, was einen Unterschied von wenig mehr als 50 m ausmacht.

Betrachtet man das Sandsteingebirge von einem der niedrigeren Gipfel aus, so schweift das Auge über die tief eingeschnittenen Täler hinweg, ohne sie zu bemerken, und die ganze Schar der Tafelberge erscheint als weite, zusammenhängende Hochfläche. Erst von einem allseitig freien Punkte aus, wie es die Hornisgrinde ist, erkennt man die typischen Formen des Erosionsgebirges, die Auflösung des ehemaligen Plateaus in langgestreckte, oft dicht nebeneinanderstehende Rücken, das verzweigte Netz der tief ausgegagten, schluchtartigen Täler. Je höher man hinaufsteigt, desto schmaler werden die einzelnen, von der Erosion abgetrennten Plateaurücken, desto rascher wechseln Tal- und Hochfläche. Weniger im Schwarzwald als im Sandsteingebiet der Vogesen kommt es vor, daß die einzelnen Längsrücken durch Quertäler weiter zerschnitten werden, wodurch Kuppen und kegelförmige Gipfel entstehen, die zuweilen die Umrisse vulkanischer Berggipfel täuschend nachahmen.

Im Schwarzwälder Buntsandstein haben die weichen, leicht verwitternden Ton- und Sandsteine das Übergewicht über die härteren Kiesel- und Konglomerate; daher entbehren die Talhänge meist der vor-

*) Über den Begriff „juvenil“ siehe Bd. I, S. 237.

springenden, pfeiler- und kanzelartigen Felsen, die bei anderen Formationen etwas Abwechslung schaffen. Dieser Mangel bewirkt ein eintöniges, oft recht langweiliges Aussehen der Täler, namentlich in den tieferen Teilen des Gebirges, wo die Abtragung sehr langsam und gleichmäßig vor sich geht. Sobald aber mächtige Zwischenlagen von festem Kiefelsandstein auftreten, wird das Landschaftsbild mit einemmal abwechslungsreich und malerisch; das harte Gestein bleibt noch lange Zeit unverwittert stehen, wenn die benachbarten weichen Schichten schon vollständig fortgewaschen sind; riesenhafte Felspfeiler, hohe, weithinziehende Mauern, vor-

verlässigte Material. So wurden beim Bau der Rastatter Befestigungen Findlinge von der Hornisgrünbe benutzt. Aus Kiefelsandsteinen bestehen die Fundamente und starken Mauern der großartigen Bauwerke Südwestdeutschlands, auch der romanische Unterbau des Straßburger Münsters ist daraus hergestellt. Wenn es sich jedoch um feinere Arbeit handelt, wie bei der reichen Ornamentik gotischer Kunstbauten, kann man den Kiefelsandstein seiner Sprödigkeit wegen nicht verwenden, sondern muß einen möglichst wetterfesten Ton sandstein wählen. Ein solcher ist der nach einer urweltlichen Konifere, *Voltzia heterophylla* benannte B o l z i e n =



Abb. 122. Hornisgrünbe. Hirtenstein über dem Mummelsee. Bunt sandsteinfelsen. (Phot Ph. Rußemer.)

springende Simse und Buckeln schmücken die Gehänge. Reich an solchen Felsbildungen ist die Umgebung der Bäder Griesbach und Rippoldsau, noch großartiger sind sie am Schaukopf bei Allerheiligen entwickelt. Schließlich wird jedoch die harte Gesteinschicht unterwaschen, die Vorsprünge brechen ab und rollen über die Gehänge, bis sie auf flachen Verglehen oder in Terrainmulden zur Ruhe kommen; auf diese Weise entstehen wilde Felsenmeere und Trümmerhalden, die einen Vergleich mit denen aus Granit nicht zu scheuen brauchen (Teufelsmühle bei Herrenalb).

Diese herabgestürzten Blöcke, Findlinge genannt, eignen sich wegen ihrer Härte und Wetterfestigkeit zu den stärksten und mächtigsten Bauten, für Brücken, Häfen, Festungswerke usw. liefern sie das denkbar beste und zu-

sandstein, den wir bei Besprechung der Bogenfelsen näher kennen lernen werden.

Zum Schluß noch ein paar Worte über die Schichtenfolge des Schwarzwälder Bunt sandsteins! Wie im übrigen Deutschland, tritt auch hier eine Dreiteilung der Formation hervor, und zwar sind alle drei Abteilungen durch gute Aufschlüsse vertreten. In der unteren Stufe herrschen weiße, rote und gelbe Ton sandsteine mit Zwischenlagen von rotem Schieferton; häufig sind auch Tiger sandsteine, benannt nach ihrer tigerfellartigen Zeichnung, die durch braune und schwarze Eisen- und Mangansflecken hervorgehoben wird. Diese Flecken rühren von eisen- und manganhaltigen Kalzspatkrystallen her, die ursprünglich im Sandstein eingesprenzt waren, später aber aufgelöst wurden und bis auf einen

dunkelbraunen, mulmigen Rückstand völlig verschwanden. Wenn auch dieser Mulm herausfällt, werden die Sandsteine löcherig. Für Bauzwecke sind die Tigersandsteine kaum irgend- wie verwendbar.

Die Hauptmasse der Formation gehört der mittleren Stufe an. Hier erscheinen neben den weichen Ton sandsteinen harte, glitzernde Kiesel sandsteine, ferner Konglomerate, die in zwei, durch den mächtigen „Hauptbunt sandstein“ voneinander getrennten Horizonten auftreten. Rot ist in allen diesen Schichten die herrschende Farbe. Auf das Suchen von Versteinerungen möge man keine Zeit verwenden; sie kommen in der unteren und mittleren Stufe so außerordentlich selten vor, daß oft viele Jahre ins Land gehen, bevor durch glücklichen Zufall irgendein spärlicher Pflanzenrest oder der Knochen eines Labyrinthäfers oder Sauriers gefunden wird. Auch die obere Stufe ist im großen und ganzen versteinungsleer, und abgesehen von den unten erwähnten Grenz- letten, birgt nur der Horizont des Volzgen-

sandsteins hier und da ähnliche Pflanzenreste wie in den Vogesen.

Die obere Stufe beginnt mit einem 2–3 m mächtigen violetten Sandstein, der sich durch Knollen und Schnüre von Dolomit und Karneol, einer Hornsteinvarietät, auszeichnet. Diese sehr beständige, im oberrheinischen Bunt sandsteingebiet überall vorhandene Leitschicht führt den Namen Karneolbank. Aufwärts folgen dann wieder hauptsächlich feinkörnige, glimmerreiche Ton sandsteine, endlich zu oberst die roten „Grenzletten“ (Schiefertone) und Mergel, womit die Formation abschließt. In den Letten trifft man gelegentlich die winzigen Schalen kleiner Blattfußkrebse, der Estherien (vgl. Bd. I, S. 40).

Im Osten und Norden schmiegt sich an das große Bunt sandstein plateau des Schwarzwaldes eine Muschelkalkzone, die hier über gangen werden kann, weil sie im Schichtenbau und Fossilinhalt mit dem schwäbisch-fränkischen Muschelkalk übereinstimmt.

Zweites Kapitel. Die Vogesen.

Soviel Gemeinames Schwarzwald und Vogesen auch besitzen, geht doch die Übereinstimmung nicht soweit, daß man etwa das eine Gebirge als das Spiegelbild des anderen bezeichnen könnte. Allerdings wiederholen sich die Hauptzüge des geologischen Baus diesseits wie jenseits der Rheinebene mit auffälliger Regelmäßigkeit; wie der Schwarzwald, so zerfallen auch die Vogesen in einen südlichen kristallinen und einen nördlichen, aus Bunt sandstein aufgebauten Teil; ferner zeigen beide Gebirge steilen Abfall zur Rheinebene, aber allmähliche, stufenförmige Abdachung auf der entgegengesetzten Seite (vgl. das Profil Abb. 123). Im großen und ganzen liegen sie also symmetrisch einander gegenüber, nur daß die Grenze zwischen Grundgebirge und Sandstein im Schwarzwald etwas weiter nach Norden verschoben ist.

Von der älteren Steinkohlenzeit bis zur Gegenwart bewegt sich die Geschichte beider Bergländer fast genau in der gleichen Bahn, daher findet man die Hauptformationen des Schwarzwalds in fast identischer Ausbildung auf der gegenüberliegenden Rheinseite wieder. Indessen sind manche Ablagerungen in den Vogesen vollständiger erhalten und mit reichem Fossilgehalt versehen; die im Schwarzwald

nur streifenweise vorkommenden altkarbonischen Kalmuschiefer nehmen im Südwesten der Vogesen einen breiten Raum ein und bauen sogar die höchste Erhebung des Gebirges, den Großen oder Sulzer Belchen auf; auch treten im Norden noch ältere Formationen hervor, die im Schwarzwald bislang nicht nachgewiesen werden konnten, devonische und kambrische Schichten, letztere durch den nahen Granit metamorphosiert und in kristallinische Schiefer verwandelt. Endlich ist, wie wir sehen werden, auch das Rotliegende auf der linken Rheinseite in breiterem Umfang entwickelt als auf der rechten.

Am stärksten weichen die beiden Gebirge im Aufbau ihrer kristallinen Kernmassen voneinander ab. Im Schwarzwald fanden wir ein großes, zentrales Gneissmassiv, flankiert von vier mächtigen Granitstöcken, die gleich Gypsfeuern das kristallinische Gebirge vom sedimentären trennen. Auch die Vogesen haben ihr zentrales Gneissmassiv, aber es ist viel kleiner und überdies durch eine breite Granitbrücke in zwei Teile gespalten (vgl. die Karte Abb. 107). Nur der westliche dieser beiden Teile, das Gneissgebiet von Mar kirch, liegt innerhalb der deutschen Reichsgrenzen. Im ganzen übrigen Zentralmassiv ist

die Gneisdecke verschwunden, und körniger, oft auch porphyrischer Granit tritt unmittelbar an die Erdoberfläche. Südlich vom Breuschtal, das ungefähr die kristallinischen Hochvogesen von den niederen Sandsteinvogesen scheidet, setzt der Granit mehr als ein Drittel des ganzen Gebirges zusammen.

Wir wollen nun unsere Aufmerksamkeit zunächst dem Gneis von Markirch zuwenden, dessen interessante Einlagerungen und Erzgänge einen mehrtägigen Besuch der Gegend wohl verlohnen. Wer die mannigfachen Abarten des Gesteins kennen lernen will, besuche die Höhen im Südosten der Stadt, an denen die Straße nach Rappoltsweiler sich emporwindet, oder wandere über das Dorf Fortelbach, den „Pafettenplatz“ (eine alte Erzhalde) und über St. Philipp nach dem beliebten Aus-

der weiche Glimmergneis, dem sie ursprünglich eingelagert waren, fortgewaschen ist.

Zwischen den zerstreuten Häusergruppen von St. Philipp liegt ein für Geologen und Mineralogen hoch interessanter Steinbruch, der inmitten der Gneisformation ein ziemlich mächtiges Marmorlager erschließt. Marmor ist von Haus aus ein Sediment, ein Kalkstein, der durch Metamorphose kristallinisch geworden ist und eine körnige Beschaffenheit angenommen hat. Bei dieser Metamorphose pflegen sich allerhand Mineralien zu bilden, die in dem ursprünglichen Kalkstein nicht vorhanden waren, z. B. Granat, Vesuvian, Epidot, Olivin, Spinell, Wollastonit, und so finden wir auch im Markircher Marmor verschiedene fremdartige Gemengteile, am häufigsten einen braunen oder rötlichen Kaliglimmer, dessen wissenschaftlicher



Abb. 123. Querschnitt durch Vogesen, Rheinebene und Schwarzwald. (Nach Lepsius.)

flugsort Schaffhaus, wo man einen prachtvollen Ausblick auf die Granitberge jenseits des Markircher Tales hat. Das herrschende Gestein ist überall ein flaseriger, streifiger, ziemlich dunkler Biotitgneis mit oft erbsengroßen Granatkrystallen; dazwischen zeigen sich hie und da jene hellen, zuweilen ganz weißen Einlagerungen, die auch im Schwarzwaldgneis auftreten (vgl. S. 152). An anderen Stellen wechselt der normale Biotitgneis mit prächtigem Augengneis, der sich durch zollgroße Kristalle von Kalifeldspat auszeichnet. Die frischesten Aufschlüsse trifft man an der Rappoltsweiler Straße oberhalb der „Kleinen Höhe“; hier werden feste, zum Teil hornblendereiche Gneise in großen Steinbrüchen abgebaut und zu Schottermaterial oder zu Bau- und Pflastersteinen verarbeitet. Sonst treten diese Hornblendegesteine im Walde als große Felsen hervor, die dank ihrer Härte und Wetterfestigkeit stehen geblieben sind, während

Name Phlogopit lautet. Selbst die reinsten, fast schneeweißen Marmorblöcke enthalten die kleinen, perlmutterglänzenden Täfelchen lagenweise in bedeutender Menge; schlagen wir aber unsere Stücke mehr am Rande des Steinbruchs, nahe der Gneisgrenze, so finden wir einen ganz unreinen, mit „Kontaktmineralien“ erfüllten Kalk, der in buntem Wechsel aus grünen, braunen, weißen und schwarz getupften Lagen zusammengesetzt ist. Den leicht kenntlichen Phlogopitblättchen gesellen sich hier grüne und schwarze Körner zu, zwei verschiedenfarbige Varietäten des Minerals Serpentin. Von dem hellen Kalkgestein heben sich die tief gefärbten Serpentinsteine prächtig ab. Das Mineral ist keine ursprüngliche Bildung, sondern aus Olivin, einem rhombischen Eisenmagnesiatsilikat, hervorgegangen, von dem sich hie und da noch spärliche Reste im Kalk vorfinden. Demnächst kommen ziemlich häufig Knollen eines dichten, grünen Chlorits vor, und wer

Glück hat, mag wohl auch ein paar Kristalle von Spinell oder Titanit heimtragen. Ist zufällig der Kontakt zwischen Gneis und Marmor durch frische Andrücke aufgeschlossen, so bietet sich Gelegenheit zu reicher Ausbeute; denn in dieser Grenzzone hat sich die Metamorphose besonders wirksam betätigt und eine Reihe interessanter Mineralgemenge geschaffen. Weißer Feldspat, braune Hornblende, grüner Augit, brauner Titanit, ja selbst der seltene Skapolith nehmen in wechselnder Zusammenfügung an diesen „Kontaktbildungen“ teil.

Nun noch einige Worte über die Entstehung des Marmors! Den ganzen Lagerungsverhältnissen nach muß der Marmor zur selben Zeit umkristallisiert sein, als der ihn einschließende Gneis sich verfestigte; das ist bei den innigen Beziehungen beider Gesteine gar nicht anders möglich. Nun ist dieser Gneis selbst ein Mischgestein, hervorgegangen aus einem granitischen Schmelzfluß, der große Mengen Schiefermaterial aufgelöst und in sich verarbeitet hat. Granatreiche Bänke wechseln mit Hornblende und Augitgneisen, auch Graphit und Kordierit stellen sich in manchen Lagen ein. Erst in einem tieferen Niveau treffen wir Gesteine, die wir ihres gleichmäßigen Gefüges und ihrer Reinheit wegen als Eruptivgneise auffassen dürfen, und unter diesen, in noch größerer Tiefe, wäre der gleiche Granit zu erwarten, der weiter südlich, im Bressoir, bis zu 1230 m Meereshöhe aufsteigt.

In der Umgebung von Markirch hat sich also ein ansehnlicher Teil des alten Gneisgewölbes erhalten, das ehemals wohl wie ein Dach den ganzen Vogesengraben bedeckte. Wie die Überreste zeigen, war das Gewölbe in bunter Weise aus eruptivem und sedimentärem Material zusammengeschweißt; Ton-schiefer, Grauwacken, Sandsteine usw. blättern von der Decke und den Wänden in das empor-dringende Magma hinein, wo sie sich rasch auflösten und selbst zu Bestandteilen des Magmas wurden. Daraus entstanden die mannigfaltigsten Mischgesteine. In den höheren Lagen des Gewölbes kam es zu keiner vollkommenen Aufschmelzung der Sedimente; soweit hinauf gelangten nur die ganz leichtflüchtigen, mit Dämpfen gesättigten Teile des Schmelzflusses, die auf zahllosen feinen Klüften und Rissen in die Schiefer eindrangten, sie durchtränkten und metamorphosierten. Während nun die Ton-schiefer und Grauwacken zu Granat- und Augitgneisen wurden, verwandelten sich die hier und da ein-

gelagerten Kalkbänke in weißen, körnigen Marmor. Kleine Linien dieses Gesteins finden sich mehrfach im Markircher Gneis; die größte und als Marmorfundstätte berühmteste ist der oben besprochene Marmor von St. Philipp.

Eine interessante Nachwirkung dieser vulkanischen Vorgänge war die Entstehung zahlreicher Erzgänge. Wenn das Magma in seinem neugeschaffenen Behälter zur Ruhe gekommen ist und keine weiteren Nachschübe aus dem Erdbinnen mehr erfolgen, pflegt eine Periode einzutreten, in der dem erkaltenden Schmelzfluß ungeheure Mengen heißer, mit Mineralstoffen überladener Gewässer entströmen. Diese sammeln sich in den Spalten und sonstigen Hohlräumen des Gebirges, wo sich nun durch chemische Gegenwirkung der verschiedenartigen Lösungen die Mehrzahl der Stoffe in fester Form ausscheidet. Häufig genügt auch der Zutritt atmosphärischer Luft, um einen Abzug der Mineralstoffe herbeizuführen. Je nach dem Gehalt und der Stärke der Lösungen können in diesen Spalten die verschiedenartigsten Mineralien und Mineralgemenge auskristallisieren, wobei auch oft mancherlei Nebenumstände, z. B. die Beschaffenheit des Gesteins, in dem die Spalte verläuft, der Zutritt von Luft und Sickerwasser einen entscheidenden Einfluß ausüben. Wie selbst ein und dieselbe Lösung ganz verschiedenartige Produkte liefern kann, sei an einem Beispiel kurz auseinandergelegt.

Enthält ein Gewässer hauptsächlich kohlen-saures Eisenoxydul, den bekannten wirksamen Bestandteil der „Stahlquellen“, so wird sich, falls die Kristallisation ohne Störung verläuft, Spateisenstein bilden. Es ist dies ein körniges, gelbes oder graugelbes Erz, das stellenweise in mächtigen Lagen vorkommt und für den Bergbau hohe Bedeutung besitzt. Hat aber der Luftstauerstoff Gelegenheit, einzuwirken, so scheidet sich aus derselben Lösung dichtes Brauneisenerz, ein wasserhaltiges Eisenoxyd, ab. Wieder ein anderes Erz entsteht, wenn sich Schwefelquellen in der Tiefe der Eisenlösung beimgen; dann kristallisiert eine Verbindung von Eisen und Schwefel, der graugelbe Schwefelkies, aus der Mischung aus.

Eine mit Mineralabfällen ausgefüllte Spalte wird ein Gang genannt. Wie der Inhalt der Markircher Erzgänge zeigt, waren die heißen Gewässer, die hier dem allmählich erkaltenden Granitherd entquollen, wenigstens zeitweise reich mit Schwermetallen

beladen. Neben Eisen, Blei, Kupfer und Zink führten sie gelegentlich auch Silber, Nickel und Kobalt mit empor. Diese Metalle verbanden sich mit anderen Grundstoffen, namentlich Schwefel und Arsen, zu wertvollen Erzen, die Jahrhunderte lang den Gegenstand eines blühenden Bergbaus bildeten. Die Zahl der alten, noch nachweisbaren Gruben beläuft sich nahezu auf 200. Im Anfang des 19. Jahrhunderts kam der Bergbau zum Erliegen; doch wurde neuerdings eine Aktiengesellschaft gegründet, die im Rautental, bei St. Kreuz, Kleinleberau und einigen anderen Stellen die so lange unterbrochene Ausbeutung mit Erfolg wieder aufgenommen hat.

Die meisten Erzgänge enthalten neben dem nutzbaren Erz noch eine aus Quarz, Kalkspat oder anderen Mineralien zusammengesetzte „Gangart“, die oft den Hauptteil der Spalte ausfüllt, aber für den Bergmann natürlich wertlos ist. Nach Gangart und Erzgehalt zerfallen die Markkircher Gänge in zwei Gruppen; die eine (mit Kalkspat und Braunsparat als Gangart) liefert vorzugsweise silberhaltigen Bleiglanz, seltener edle Silbererze, wie liches Rotgültigerz, Silberglanz und ganz selten reines, gediegenes Silber; doch war im Mittelalter die Silberausbeute reich, und es soll sich z. B. im Jahre 1581 eine 1185 Pfund schwere, gebiegene Masse gefunden haben. Auf den Gängen der anderen Gruppe, deren Gangart Quarz ist, gewinnt man hauptsächlich Fahlerz, ein stahlgraues Erz von verwickelter und schwankender Zusammensetzung, dessen wichtigster Bestandteil das Kupfer ist. Daneben kommen noch Kupferkies, Silberglanz, Rotgültigerz, Zinkblende, gediegenes Arsen, Arsenkies und Schwefelkies vor; ein Gang im Rautental führt auch Speiskobalt und Arsennickel, welsch letzterer seines Kupferglanzes wegen in der Bergmannssprache Kupfernickel heißt, obwohl er gar kein Kupfer, sondern nur an Arsen gebundenen Nickel enthält.

Auf den zahlreichen alten Erzhalben, z. B. am oben erwähnten Paltetenplatz, mehrerwärts im Rautental und bei Kleinleberau, wird man bei gehörigem Suchen noch manch schönes Mineralstück erbeuten. Auf Silberfunde darf man allerdings nicht hoffen, wohl aber sind die meisten anderen Erze sowie schöne Kalkspatkristalle, hahnenkammförmige Schwer sparate, grüner Malachit, rosafarbige Kobaltblüte usw. an den genannten Plätzen zu finden.

Auch die weitere Umgebung von Markkirch bietet viel geologisch Interessantes. Vor allem vermittelt sie uns die Bekanntschaft des Vogesengranits, der hier in zweierlei leicht zu unterscheidenden Varietäten auftritt. Die eine habe ich dem Leser schon früher vorgeführt. Es ist der schwarz-weiß-rote Granit von Altwieier, der uns zur allgemeinen Orientierung über Bau und Zusammensetzung dieses wichtigsten aller Tiefengesteine diene (vgl. Bd. I, S. 126 f.). Wir lernten ihn als einen Vertreter der Zweiglimmergranite kennen, jener weitverbreiteten Gruppe, die neben Feldspat, Quarz und schwarzem Magnesialglimmer noch einen vierten Hauptgemengteil führt: lichten Kaliglimmer oder Muskowit, dessen Täfelchen zahllosen im Gestein versprengten Silberfittichen gleichen. Solcher Zweiglimmergranit baut den Bressoir oder Brézouard im Süden von Markkirch auf, einen 1229 m hohen, zweigipfeligen Berg, der dank seiner freien Lage eine der schönsten Ansichten der Vogesen bietet. Die dem langgestreckten Kamm aufgesetzten Gipfel zeigen die typische, breitgewölbte Form, wie sie für die Granitberge unserer Mittelgebirge charakteristisch ist. Hier und da kommen an den Abhängen wilde Blockanhäufungen, Felsenmeere, vor. Vom Bressoir erstreckt sich der Granit hinab nach Altwieier und jenseits einer schmalen Sandsteindecke weiter bis in die Nähe von Rappoltsweiler. Erwähnt sei noch, daß in kleinen Hohlräumen des Gesteins häufig Schüppchen von Eisenglanz auskristallisiert sind.

Um eine zweite Varietät des Vogesengranits kennen zu lernen, wenden wir uns von Markkirch westwärts und steigen die breite Straße hinauf, die über die St. Didier Paßhöhe (763 m) nach Frankreich hinüberführt. Schon bei den letzten Häusern erreichen wir die Grenze von Granit und Gneis. Sie entspricht einem gewaltigen, annähernd nordöstlich verlaufenden Bruch des alten Gebirges, der sich durch eine breite Zone zertrümmerten Gesteins kundgibt.*) Gneis und Granit nehmen also nicht mehr ihre ursprünglichen Plätze ein, sondern sind gegeneinander verschoben; wie diese Verschiebung erfolgte, läßt sich vorderhand noch nicht übersehen, doch war das Ergebnis jedenfalls eine starke Hebung des Granits

*) An der Straße selbst ist die Bruchzone nicht gut aufgeschlossen, besser in den Seitentälern, z. B. am Wege nach Fenarupt, und talabwärts am Bahnhof Leberau.

gegenüber dem in tieferer Lage verbliebenen oder gar abgejuntenen Gneis von Markkirch. Mit welch unerhörter Gewalt dieser Vorgang sich abspielte, bezeugt die Zerspaltung und Zerrüttung des Gesteins längs der Bruchlinie; große Schollen von Gneis und Granit wurden vom anstehenden Fels losgerissen und zusammen mit Bruchstücken von Schichtgesteinen, die heutzutage in der Gegend gar nicht mehr vorkommen, in einen Brei von zerquetschtem Granit gewickelt, der sich später, als Ruhe eingetreten war, wie ein Kitt verfestigte. Dieser „regenerierte“ (wiederhergestellte) Granit gleicht äußerlich gewissen, in den Nordvogesen verbreiteten Schichtgesteinen, den Grauwacken der devonischen Formation; daher hielten die älteren Geologen die ganze Trümmerzone für einen ins Urgebirge eingefalteten Streifen devonischer Ablagerungen („Leberauer Grauwacke“).

Auch weiter aufwärts an der Straße zeigt sich der Granit zunächst überall stark zerlegt und zerrüttet. Feste, frische Blöcke trifft man erst auf der Paßhöhe sowie zu beiden Seiten des Kammweges, der an der französischen Grenze entlang zu dem prächtigen Aussichtspunkt *Château de la Côte* führt. Hier werden die großen, im Wald zerstreuten Blöcke sowie die Felsen am Château zerprengt und zu Bordsteinen, Treppenstufen, Brunnenrögen usw. verarbeitet. Man bemerkt auf den ersten Blick, daß das Gestein vom Bressoirgranit stark abweicht. Besaß dieser ein gleichmäßig-grobkörniges Gefüge, so zeigt in scharfem Gegensatz dazu unser „Kammgranit“ eine porphyrartige Struktur: große Kristalle von weißem Kaliseldspat leuchten aus dem feinen Mosaik der übrigen Gemengteile hervor. Mit der Lupe erkennen wir leicht die Zusammensetzung des Grundgewebes: grauen Kaliseldspat, grünlichen (in verwittertem Zustande roten) Kalnatronfelsapat, grauen Quarz, schwarzen Biotit und — als besonders charakteristisches Merkmal — kleine Prismen dunkelgrüner Hornblende. Dagegen fehlt, worin ein weiterer Unterschied gegenüber dem Bressoirgranit liegt, der helle, silberige Kaliglimmer.

Solch porphyrischer, hornblendeführender Granit baut das große Zentralmassiv der Vogesen auf, das an seiner breitesten Stelle vom Rand der Rheinebene (Winzenheim) über den Hauptkamm des Gebirges hinweg weit nach Frankreich hineinreicht. (Auf französischer Seite kommen allerdings noch mancherlei andere Granitarten, auch Diorite und ähnliche Tiefengesteine vor, die uns hier nicht weiter inter-

essieren.) Im übrigen hält sich unser Granit hauptsächlich an die Kammregion, eine Eigentümlichkeit, die ihm den Namen Kammgranit verschafft hat; von der Grenze zwischen Ober- und Unterelsaß, wo er sich zum ersten Male zeigt, folgt er nach Süden zu immerfort der Hauptwasserscheide bis zum Col de Bussang, der Paßhöhe zwischen dem deutschen Dorf Urbis und dem französischen Mineralbad Bussang, in dessen Nähe die Mosel entspringt. Hier verschwindet er auf Nimmerwiedersehen unter den Kalkmischiefen; der weiter südlich auftauchende Granit des Elßässer oder Welschen Belchens hat anderen Charakter.

Bevor wir uns nun dem interessantesten Teil der Kammregion, der Gegend zwischen dem Weißen See und der Schlucht, zuwenden, sei noch auf ein seltenes Gestein aufmerksam gemacht, das etwa $2\frac{1}{2}$ km von Markkirch, an der oben erwähnten Straße zum St. Didier Paß, in einem Steinbruch abgebaut wird. Den mürben, vergrußten Kammgranit durchbricht hier in Gangform ein festes, dunkles, vulkanisches Gestein, dessen Mineralgewebe stellenweise so grob ist, daß man die Hauptbestandteile, rötlichen Feldspat, tiefbraunen Biotit und dunkelgrünen Augit, mit bloßem Auge unterscheiden kann. Die dunkle Mischung hat sich aus einem kieselensäurearmen, „basischen“ Schmelzfluß abgeschieden, der in klaffenden Spalten des schon ganz oder nahezu erstarrten Granitmassivs emporstieg. Solche „Nachschübe“ bald heller, bald dunkler Schmelzflüsse finden sich in fast allen Granitmassiven, haben aber selten die Zusammensetzung unseres Gesteins, das in der Fachsprache den Namen *Kersantit* führt (nach dem Dorf Kersanton in der Bretagne, wo man diesen Gesteintypus zuerst entdeckte). Am nächsten stehen den Kersantiten die gleichfalls dunklen und biotitreichen, aber viel häufiger vorkommenden *Minetten*. Der Unterschied liegt allein im Charakter des Feldspats, der bei den Minetten vorwiegend Orthoklas, bei den Kersantiten Plagioklas ist.

Wer den erwähnten Steinbruch besucht, achte auf die vielen dunklen Ausscheidungen, die den Granit in der Nähe des Kersantitganges erfüllen. Sie gleichen äußerlich den im Schwarzwaldgranit stellenweise so häufigen „basischen Pugen“, die wir uns als eingeschmolzte Schieferbruchstücke erklärten, sind hier aber wohl anderer Herkunft; wahrscheinlich rühren sie von dem Kersantit her, der beim Aufsteigen die randlichen Teile des Granits auf-

weichte und bis zu einer gewissen Tiefe mit seinem dunklen Schmelzfluß durchtränkte.

Von Markirch führt in knapp drei Stunden eine bequeme Straße, an der man mehrere Serpentinlager im Gneis beobachten kann, hinüber nach Diedolshausen, einem zwischen felsigen Talwänden eingezwängten Hochgebirgsdorf, dessen Wahrzeichen die auf steiler Schieferklippe stehende Ruine Gutenberg bildet. Schichten der Steinkohlenformation mit einem Lager unreiner Kohle sind hier zwischen

einmal die Belchenform der Gipfel (vgl. S. 157), die, obschon an kein bestimmtes Gestein gebunden, doch im Granit sich am häufigsten zeigt, und dann am Ostabhang die vielen zirkusartigen Talschlüsse, in deren Tiefe hie und da die Spiegel kleiner Bergseen ausblitzen. Ursprünglich waren wohl die meisten dieser Felszirken mit Wasser gefüllt, und eine fast ununterbrochene Kette gliegender Seen begleitete vom Elässer Belchen bis zum Reissberg die Steilabstürze des Grenzhamms;



Abb. 124. Karwand am weißen See. (Phot. v. d. Crappen.)

Gneis und Raminggranit eingeklemmt, etwas östlich der oben erwähnten, die beiden Gesteine trennenden Bruchzone. Abbauwürdig scheint nach den neuesten Bohrungen die Kohle nicht zu sein. Von Diedolshausen steigt man auf dem schönen, vom Vogesenklub errichteten Waldpfad empor zum Weißen See (1055 m über dem Meere), den auf der Süd- und Westseite karförmige Felsmauern überragen (Abb. 124). Der Helligkeit dieser im klaren Gebirgswasser sich spiegelnden Granitwände soll der See seinen Namen verdanken.

Zwei Erscheinungen charakterisieren vor allen anderen den Grenzhamm der Vogesen:

heutzutage aber sind sie mit wenigen Ausnahmen vermoort, oder es hat das Wasser den sperrenden Felsriegel oder Moränendamm allmählich bis zu solcher Tiefe durchgenagt, daß der ganze See abgelassen ist. Echte Hochgebirgsseen, die seit dem Abschmelzen der letzten Gletscher stets gefüllt geblieben sind, gibt es jetzt in den deutschen Vogesen nur noch fünf: Weißer, Schwarzer, Daren-, Belchen- und Sternsee. Mehrere andere wie den Lachtelweiher, Neuweiher und Forellenweiher, die bereits vollkommen ausgetrocknet waren, hat die Industrie durch Aufführung neuer Abflußdämme in künstliche Staubecken für die

talwärts gelegenen Fabriken verwandelt. Demselben Zweck dienen übrigens auch die oben genannten natürlichen Seen, deren Wassermasse durch künstliche Erhöhung des Abflusses beträchtlich vergrößert wurde.

Sehen wir uns nun die Umrahmung des Weißen Sees etwas genauer an! Der fast dreieckige Wasserspiegel grenzt im Osten an einen langgestreckten, etwa 70 m hohen Berg Rücken, der mit gewaltigen Granitblöcken übersät ist. Form und Größe der Blöcke schwanken,

mit den Blockhalden des benachbarten Rückens in Zusammenhang stand, so möchte man hier wie dort Gletscherausschüttung annehmen; in dessen finden sich ähnliche Trümmfelder auch hoch oben auf dem Rampe, wo von Moränenbildung keine Rede sein kann. Die äußerlichen Kennzeichen lassen hier den Forscher im Stich; denn eine verwitterte und zum Teil abgetragene Moräne, aus der die Gewässer den feinen Grus und die kleinen Rollsteine fortgeführt haben, sieht oft an der Oberfläche genau so aus

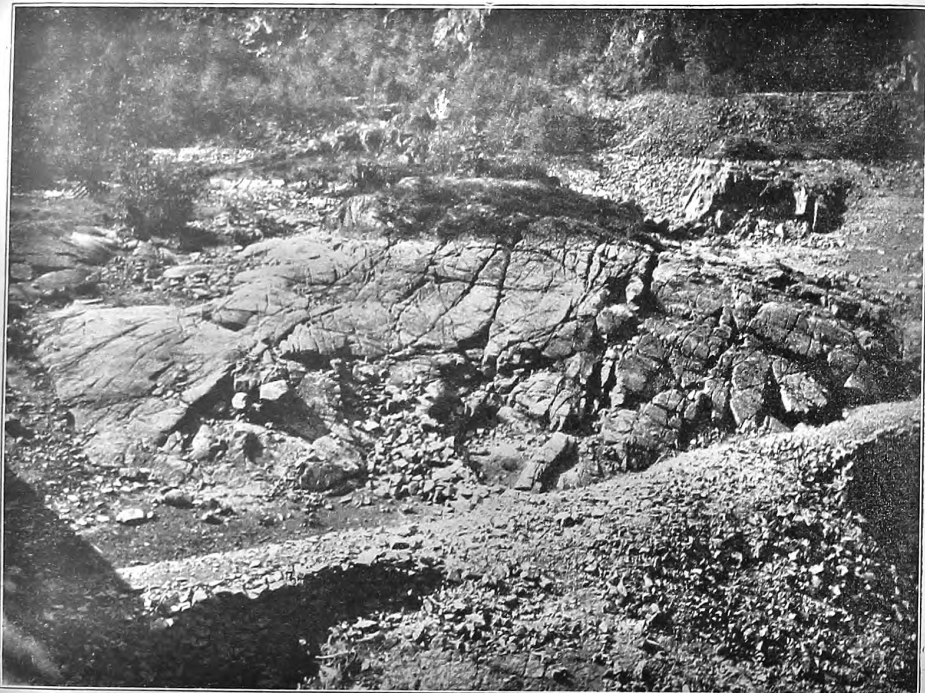


Abb. 125. Eisgeschliffene Felsen am Grund des Alfeldsees, eines künstlichen Staubeckens am Fuß des Elsfässer (Welschen) Bergs. (Phot. v. d. Grappen)

viele sind scharfkantig, andere gerundet, und der Durchmesser erreicht oft mehrere Meter. Der Lücken zwischen den Felsen hat sich der Wald bemächtigt, doch bleiben die Stämme krumm und verkrüppelt. Ob der ganze Berg Rücken eine riesige Moräne darstellt oder ob im Kern des Berges gewachsener Fels ansteht und die Blockdecke nur durch oberflächliche Verwitterung entstanden ist, läßt sich bei dem Mangel an Aufschlüssen nicht entscheiden. Wohl ist der natürliche, später um 2 m erhöhte Abschlußdamm des Sees eine alte Moräne, und da diese, bevor die Hand des Menschen eingriff,

wie ein an Ort und Stelle durch Zerklüftung und Verwitterung des Gesteins entstandenes Trümmersfeld.

Viel höher, großartiger und wilder ist die Umwallung des Sees auf der Süd- und Westseite (Abb. 124). Hier grenzen die Ufer an jähe Abstürze, an kahle, zerklüftete Granitmauern, deren Oberkante rund 200 m über dem Seespiegel liegt. Wir fassen sie als Wände eines Karz auf, das der eiszeitliche Gletscher im Kernfels des Gebirges ausgrub. Lange Furchen, ausgehöhlt vom Schmelzwasser des Winterschnees und von sommerlichen Sturzregen,

zerteilen die Granitwände in vorspringende Bastionen, Türme und Zaden, die dem Auge bizarre Formen darbieten. Oberhalb der felsigen Steilhänge beginnt eine sanft ansteigende Verglehn, die allmählich zum Kamm des weit ins Land schauenden Reizbergs (1304 m) emporleitet.

Der Reizberg krönt einen Seitenast des Hauptkamms, einen scharf nach Osten abzweigenden, breiten Querriicken, in dessen Flanken steilwandige Zirkustäler eingelassen sind. Wie

ein starker Wasserfall hinabschäumt. Hier wie auch an anderen Stellen zeigt der anstehende Granit deutliche Schlißflächen und Rundbuckel, wie sie die Wirkung des Eises auf hartem Fels hervorbringt.

Landschaftlich wirkt der See düsterer als sein Nachbar jenseits des Kamms, die Ufer sind dunkler, und es fehlen die weißen, im Wasser sich spiegelnden Granitschroffen. In der Vorzeit, als dichter Tannenwald die Ufer bedeckte, mag das Gesamtbild noch weit ernster



Abb. 126. Blick vom Grenzstamm in das Kar des Darensees. (Phot. v. d. Crappen.)

sich die nördlichen Abstürze des Reizbergs in einen tiefen, vom Weißen See ausgefüllten Kessel hinabsenken, so enden auch die südlichen Gehänge in jähren Felsmauern, zu deren Füßen sich der Schwarze See ausbreitet. Allerdings treten diese Mauern, mit Ausnahme einer kurzen Uferstrecke, nicht unmittelbar an den See, sondern nehmen schon in einiger Entfernung vom Ufer eine sanftere Neigung an. Im Westen schiebt sich sogar zwischen Felswand und See eine ziemlich ebene Terrasse ein, die zur Zeit der Schneeschmelze kleine Wasserbecken trägt. Wegen den See schließt sie mit einer Felsstufe ab, über die im Frühjahr

und finsterner gewesen sein, ein Umstand, dem der Volksmund durch die Bezeichnung „Schwarzer See“ Rechnung trug.

Auch diesen in einsamer Wildnis schlummernden See hat sich der Mensch zum Slaven gemacht, indem er ihn durch Erhöhung des natürlichen Abschlußdammes und durch Einbau einer Schleuse in ein Staubecken für die Urbeiser Fabriken verwandelte. Indessen stört die Anlage den landschaftlichen Eindruck nur wenig.

Die Fortsetzung der Kammwanderung führt uns über das Sulzer Eck zum Taubenklangfelsen, von dem man den künstlich aufgestauten, inmitten eines Felszirkus ruhenden

den Forellen- oder Forlenweiher erblickt (vgl. oben). Weiter geht es, immer im Rammgranit, zum Ringbühlkopf (Gazon de laite), wo zur Abwechslung einmal auf der westlichen, französischen Seite, weit unten im Tal der perlenführenden Bologne, ein See sichtbar wird; freilich keiner jener wildromantischen Karseen, wie sie auf deutscher Seite die Tiefen der Felszirkeln füllen, sondern ein langgestreckter, zwischen prächtig bewaldeten Höhenzügen eingebetteter „Talsee“, wahrscheinlich das ehe-

wo 1798 der letzte Steinbock der Vogesen geschossen worden sein soll, und über den Krappenfels steil abwärts nach der Schlucht, der berühmten Fackhöhe, auf der sich im Hochsommer ein buntes, internationales Treiben entfaltet. Die großartige, in den harten Granitfels gesprengte Straße stammt aus der Zeit Napoleons III.; etwas unterhalb der Fackhöhe läuft sie auf deutscher Seite durch einen Tunnel, dessen gigantische Felschülle uns die technischen Schwierigkeiten dieses Riesenwerks

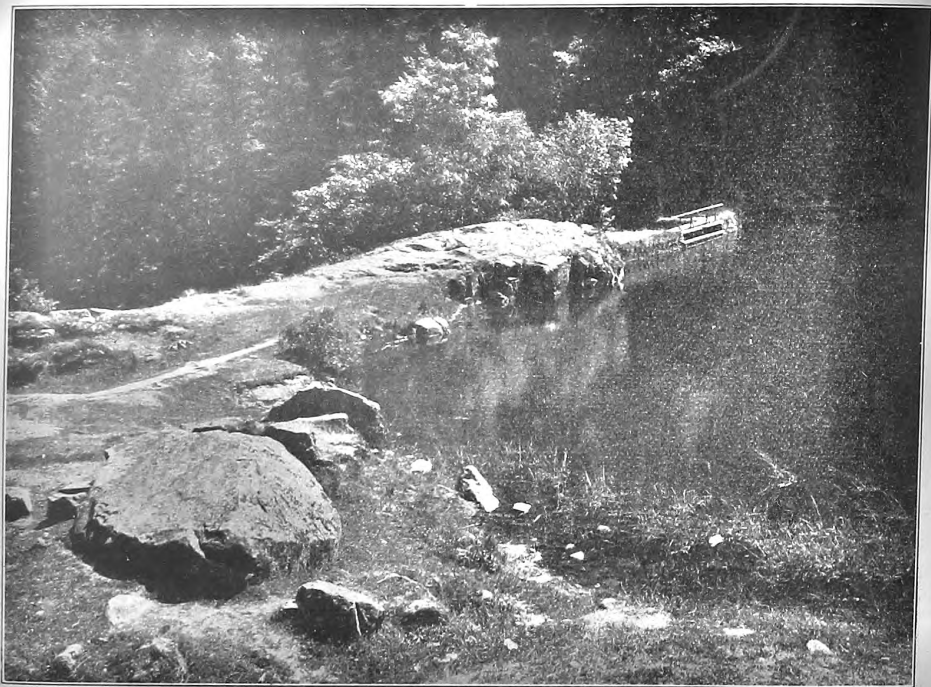


Abb. 127. Karriegel des Fackbühle. (Phot. v. d. Crappen.)

malige Zungenbecken eines Gletschers, der vom Gebirgskamm gegen Westen hinunterflutete. Raum haben wir den Ringbühlkopf überschritten, so glitzert zu unseren Füßen schon wieder ein neuer Seespiegel, diesmal wie früher auf der Ostseite: der im Grund eines gewaltigen Kars (Abb. 126) gelegene, von dunklen Tannen umgebene Daren- oder Sulzer See. Man nennt ihn wohl auch den Grünen See, weil sein Becken sich zu gewissen Zeiten vollständig mit üppig wuchernden Wasserpflanzen füllt.

Weiter führt der Rammweg über die gen Süden abfallenden Schroffen des Wurzelsteins,

vor Augen führt. Jetzt klimmt von beiden Seiten eine elektrische Bahn zur Rammhöhe hinan, die deutsche von Münster, die französische von Gérardmer aus, ja die Geleise der letzteren laufen bis 50 m unterhalb des Hohneckgipfels, der mit seinen 1361 m die höchste Erhebung des Hauptkamms bildet (der weit gegen die Rheinebene vorgeschobene, aus Kalkschiefer aufgebaute Große oder Sulzer Belchen überragt den Hohneck noch um 65 m). Schroff steigt die Granitkuppe südlich des Schluchtpasses in die Lüste, überaus prächtig ist die Aussicht: im Westen auf die blauen Moränenseen des Bolognetales, im Süden auf die zackigen Spitz-

köpfe, in deren Schluchten der Schnee bisweilen den ganzen Sommer über liegen bleibt, und weiter auf die Belchenberge des Hauptkamms, die aussehen, als seien sie alleamt nach dem gleichen Muster geformt, bis zum Großen Belchen im Südosten, hinter dem an klaren Tagen die glänzend weißen Zinken des Berner Oberlandes aus dem Dunst der Hochebene empor-tauchen. Im Norden endlich schweift der Blick über das Granitgebirge hinweg bis zum Donon und Clumont, zwei langgestreckten Tafelbergen

Wald bewachsener Querriegel trennt den Schießrotfried von der 130 m tiefer gelegenen Terrasse des Fischbödle. Dieser ehemals vermoorte, jetzt in einen Forellenweiher verwandelte Gletschersee liegt in dem vollkommensten Felszirkus, den wir in den Vogesen besitzen. Vom Kastellberg und von den Spitzköpfen fallen die Felsmassen stufenförmig in gewaltigen Sprüngen zum Grunde ab, wobei die einzelnen Stufen durch kleine, ebene Terrassen voneinander geschieden sind. Den besten Überblick hat man



Abb. 128. Aufschluß in den Moränen unterhalb des Fischbödle. (Phot. v. d. Grappen.)

der Sandsteinvogesen, deren eigenartige Gestalt uns später beschäftigen wird.

Zu Füßen des Hohnack liegt in finsterner Tannenschlucht, überragt von kahlen, drohend aufsteigenden Granitadern, der künstliche Stauweiher Schießrotfried. Bevor die am Hohnack entspringenden Quellbäche der Wurmsa durch Aufführung einer Mauer gestaut wurden, befand sich hier ein ziemlich ebenes, zum Teil vertorfte, im übrigen mit Wiesen bedecktes Talbecken. Bei der Ausschachtung wurden an der rechten Talseite geschliffene und geschrämte Granitfelsen aufgedeckt, von denen jetzt nur noch wenig zu sehen ist. Ein felsiger, mit finsternem

vom Abflußdamm des Weihers, der zum Teil noch als natürlicher Felsriegel erhalten ist (Abb. 127); steil erheben sich drüben die 400 m hohen, zerfurchten und ausgeackten Felsen der Spitzköpfe, deren Fuß gewaltige Hauswerke abgestürzter Granitblöcke umlagern.

Der Abfluß des Fischbödle schäumt über typische Rundbuckel zur nächst tieferen Talstufe hinab. Wir folgen dem Bach auf dem guten, nach Meßeral führenden Fußweg, der sich in Kehren durch das schöne, an eine Alpenlandschaft erinnernde Tal abwärts windet. Kurz bevor er auf das rechte Ufer tritt, sind wenige Schritte rechts vom Wege ein paar kleine, gut

erhaltene Strudelöcher oder Gletschertöpfe zu sehen. Von nun an häufen sich die Zeichen ehemaliger Eisbedeckung (Abb. 128). Kurz ehe man das Haupttal erreicht, wird eine kleine, vom Bach angeschnittene Endmoräne sichtbar, die eine Menge polierter und gerigter Grauwackengerölle enthält; eine größere bis zu 10 m hohe dämmt weiter unten das Wurmsatal vom Fichttal ab. Wir stehen hier schon an der Grenze von Kammgranit und Kulmschiefer; die gegenüberliegen-

läßt sich bei den Moränen des alten Fichtgletschers überall beobachten. Wo sie nur aus Granittrümmern bestehen, sucht man stundenlang umsonst nach einem deutlich geschrämmten Bruchstück; sobald aber Grauwacke hinzukommen, liegen gekrümmte Steine oft massenhaft umher.

Die Straße nach Mezeral führt an den Seitenmoränen des ehemaligen Fichtgletschers entlang, ungeschichteten Massen von Granitsand mit eingelagerten Granit- und stellenweise



Abb. 129. Moräne oberhalb Mezeral. (Phot. v. d. Crappen.)

den (südlichen) Abhänge des Fichttals bestehen aus unterkarbonischen Kulmgesteinen, und zwar vornehmlich aus Grauwacke, die in mannigfaltigen Varietäten vorkommen. Demgemäß finden sich in den Moränen Granit- und Grauwackentrümmer regellos durcheinandergeworfen, hier mehr von dem einen, dort mehr vom anderen Bestandteil. Eine Folge der größeren Härte des Granits ist, daß seine am Gletscherboden fortbewegten Geschiebe nur wenig Kratzen und Schrammen davontragen, während die weichere Grauwacke viel häufiger und leichter derartige Verletzungen empfängt. Dieser in der Natur des Felsmaterials begründete Unterschied

auch Grauwackeböcken (Abb. 129). Mezeral selbst ist auf einer mächtigen, fast nur Granit enthaltenden Stirnmoräne erbaut, in die die Gewässer der beiden sich hier vereinigenden Fichtarme breite und tiefe Lücken gerissen haben.

Angeichts dieser gewaltigen Massen glazialen Schuttes, die sich ganz ebenso im Thuratal und anderen Hochtälern der Südböden wiederfinden, kann man füglich an einer ausgedehnten Vergletscherung des Gebirges nicht zweifeln; — aber geht denn auch die Entstehung der großartigen, in den östlichen Steilhang des Kamms eingelassenen Felszirken auf die Tätigkeit des Eises zurück? Stuhlg

machen könnte uns hier der Umstand, daß diese farartigen Talchlüsse auf der französischen Seite des Hauptkamms fast gänzlich fehlen; da sich nun die Vogesengletscher gleicherweise nach Osten wie nach Westen hinabzogen, so sollte man meinen, es müßten auch die von ihnen ausgehöhlten Kare gleichmäßig auf beide Seiten der Wasser- und Eisscheide verteilt sein. In der Tat hat es nicht an Stimmen gefehlt, die jeden Zusammenhang zwischen Karbildung und Vereisung leugneten und den Ursprung der

meisten Stellen verhältnismäßig sanft in die Tiefe, stürzt dagegen auf deutscher Seite in schroffen, 2–400 m hohen Wänden zur nächst tieferen Gebirgstufe ab. Zweigten sich nicht vom Hauptkamm einzelne Querriegel ab, wie z. B. der Reizberg zwischen Weißen und Schwarzem See, so würde der ganze Kamm, von Osten gesehen, wie eine einheitliche, schroffe Mauer erscheinen, die unvermittelt und plötzlich aus dem sanfter geformten Vorland aufstiege. Dieser Unterschied zwischen Ost- und



Abb. 130. Gletscherhöfe mit Mahlslein. Ablauf des Afseldjees. (Phot. v. d. Crappen.)

riesigen Felskessel auf rein tektonische Vorgänge, Einbrüche, Verwerfungen und dergleichen, zurückführen wollten.

Zunächst scheint ja der eigenartige unheimmetrische Aufbau des Gebirgskamms zugunsten dieser Meinung zu sprechen. Vom Weißen See bis zum Rheinkopf (etwa $1\frac{1}{2}$ Stunden vom Hohnack gelegen) ist der Kamm eine sanft gewellte, mit grünen Matten bedeckte Hochfläche, auf der sich die einzelnen Gipfel in Gestalt flacher Ruppen emporwölben. Sehr merkwürdig ist nun der Gegensatz zwischen der westlichen und östlichen Abdachung der Kammfläche; nach Frankreich zu senkt sie sich an den

Westabfall ist seiner ursprünglichen Anlage nach unzweifelhaft tektonischer Natur und steht mit dem Einbruch der oberrheinischen Tiefebene in Zusammenhang; parallel der großen, die Vogesen von der Ebene trennenden „Rheintalverwerfung“, muß hier oben ein zweites System von Brüchen und Spalten verlaufen, das die Steilabstürze des Vogesenkamms bedingt. Ähnlich fanden wir ja auch an der dem Rhein zugekehrten Seite des Schwarzwalds überall schroffere Abhänge und jähere Felsbildungen als an der entgegengesetzten, württembergischen Abdachung.

Die eigentlichen halbkreisförmigen Fels-

zirken und Seebecken sind jedoch schwerlich tektonischen Ursprungs; sie gleichen in ihren wesentlichen Merkmalen so auffällig den aus der Eiszeit stammenden Karren der Alpen, daß wir am besten auch ihnen die gleiche Entstehungsweise zuschreiben. Wenn die Vogesenkarre auf der französischen Seite fehlen oder wenigstens selten sind, so trägt allein die sanftere Abdachung die Schuld. Karre können sich nur bei genügender Steilheit der Hänge herausbilden, sie entwickeln sich nach Penck aus den Firnmulden kleiner Hängegleitser, die von



Abb. 131. Kulmschiefer bei St. Amarin, am Abstieg vom Großen Belchen. (Phot. v. d. Crappen.)

eis- und schneefreien Felswänden überragt werden (vgl. Bd. I, S. 300). Solche Wände gab es nun zwar in weiter Verbreitung am Ostabhang des Vogesenkamms, wo infolgedessen fast alle Täler einen zirkusartigen Abschluß haben, aber nur spärlich auf der entgegengesetzten Seite, über die sich aller Wahrscheinlichkeit nach ein fast lückenloser Eis- und Firnmantel ausbreitete.

Wir hatten oben den Hauptkamm bis zum Rheinkopf verfolgt und finden nun, daß dieser Berg insofern eine Sonderstellung einnimmt, als er auch nach Westen zur Colline de Bologne in mehreren Terrassen jäh ab-

stürzt. Daher haben sich hier an beiden Bergflanken Kare mit kleinen Seen gebildet, auf deutscher Seite der künstlich aufgestaute Altenweiher, früher ein mooriges, Firsstümpf genanntes Becken, auf französischer der natürliche, jetzt ebenfalls in Versumpfung begriffene Lac de Blanchemer. Derartige Fälle sind jedoch wie erwähnt seltene Ausnahmen. Noch in anderer Hinsicht erweist sich der Rheinkopf als ein bemerkenswerter Punkt des Gebirges. Haben wir, von seiner Kuppe herabsteigend, den fahlen Rotenbachjattel erreicht, so stehen wir plötzlich vor einer Gabelung des Hauptkamms; die bisherige breite, zumeist mit Alluvialen bedeckte Kammfläche schwenkt in stumpfem Winkel nach Südosten um, gen Westen aber zweigt ein ganz anders gearteter, schmaler, bewaldeter, von tiefen Paß einschnitten unterbrochener Kamm ab. Diesem bald wieder nach Süden umbiegenden Schmal-kamm folgt die Wasserscheide und zugleich die deutsch-französische Grenze. Während Wanderungen auf den ausichtsreichen Matten des Breitkamms zu den schönsten und lohnendsten der Vogesen gehören, dabei auch nirgends schwierig oder anstrengend werden, bietet die Fortsetzung des Grenzwegs dem Touristen nur wenig; stundenlang führt der Saumpfad durch dunkle, in tiefster Einsamkeit schlummernde Wälder, windet sich steil bergauf, bergab und erfordert seiner oft schlechten Beschaffenheit wegen geübte, kniefeste Steiger. Erst der südliche Teil des Grenzkamms, etwa vom Drumont über den Col de Bussang hinüber zum Welschen Belchen, ist wieder unheimlich reich an prächtigen, zum Teil wahrhaft alpinen Landschaftsbildern.

Der östliche, breitere Kamm, den ich den Belchenkamm nennen will, teilt sich an der Breitfirz, einer mächtigen, ballonförmig gewölbten Kuppe, nochmals in zwei Arme, zwischen denen sich das tief ins Gebirge eindringende Lauchtal öffnet. Der nördliche Zug streicht hinüber zum fahlen Wasen oder Kleinen Belchen, einem Berg, der dadurch merkwürdig ist, daß die Grenze zwischen Kammgranit und Grauwacke gerade über seinen höchsten Punkt hinwegzieht; obwohl er demnach aus zwei geologisch grundverschiedenen Hälften zusammengefügt ist, macht er doch mit seiner ausgesprochenen Ballonform einen vollkommen einheitlichen Eindruck. Dieses Beispiel zeigt wie kein anderes, daß die „Belchengestalt“ völlig unabhängig ist vom geologischen Bau des Gebirges, sowie vom Charakter der Felsarten, welche die Berge aufbauen.

kommt man am besten an dem Wege zu sehen, der vom Bildstöckle bei Gebweiler nach Rimbsbach hinabführt (es ist dies der sogenannte Winterweg auf den Großen Belchen).

Vielleicht rauchten noch die Schloten der jüngeren Porphyrvulkane, als in den Tiefen der Erde ein ungleich gewaltigerer Vorgang einsetzte und gleichzeitig mit der Faltung der Steinkohlenalpen ungeheure Massen granitischer Schmelzflüsse ihren Weg nach oben nahmen. Zuerst drang der Rammgranit in das Grau-

man sich leicht beim Aufstieg auf den Großen Belchen überzeugen.

Von welcher Seite man sich auch dem König der Vogesen naht, überall durchwandert man beim Aufstieg ein geologisch interessantes und abwechslungsreiches Profil. Aus den zahlreichen Belchenwegen greife ich den nächsten und bequemsten heraus, der von Gebweiler über den Sattel Peternit und den Judenhutplan sein Ziel erreicht. Gebweiler, die reiche, rührige Industriestadt, liegt in einem



Abb. 135. Hochfeldgranitbuden beim Struthof (Schirmack). (Phot. v. d. Grappen.)

wackengebirge ein, dann kam der Breissirgranit hinterher und durchbrach seinerseits das ältere, in den äußeren Teilen wohl schon erstarrte Brudermassiv. Jedenfalls waren beide Granite zur jüngeren Steinkohlenzeit schon verfestigt, denn wir finden ihre Gerölle in den Konglomeraten des Oberkarbons. Andererseits hat wenigstens der Rammgranit überall, wo er in Berührung mit Kalkschichten trat, diese umgewandelt; seine Intrusion*) muß also ziemlich genau in die Mitte der Steinkohlenzeit fallen. Von der Metamorphose der Kalkschichten kann

mit rotliegenden Ablagerungen ausgefüllten Becken, das durch Brüche und Verwerfungen vom älteren Gebirge getrennt ist. Unser Weg durchschneidet anfangs diluviale Schotter und tritt dann bei „Felschen“, einer Quarzporphyrfippe, ins Rotliegende, in dem sich hier zwei Horizonte unterscheiden lassen: zu unterst grobe Konglomerate und darüber Quarzporphyr mit bunten Tuffen. Weiterhin überschreitet man bald die Bruchlinie und wandert nun lange zwischen den mächtig entwickelten Labradorporphyren der Kalkformation; erst am Westhang des Geislopfes zeigen sich auch gleichalterige Sedimente, schwarze, hier und da von

*) Vgl. die Anmerkung auf S. 158.

Diabas durchbrochene Schiefer. Etwas höher verraten Knotenschiefer und Hornfelse (umgewandelte Grauwacken) die Nähe der Gra-nitgrenze, und da der „Kontakthof“ hier ziemlich schmal ist, erreichen wir bald den Kammgranit selbst, aus dem am Judenhutplan ein kühler Quell, der „Schlumberger Brunnen“, entspringt. Die ausichtsreiche, mit Schutzhütte und Bänken versehene Bergwiese lädt zu längerer Rast ein.

Vom Judenhutplan sind es nur noch 1¼ Stunde bis zum Gipfel. Zunächst, etwa so-lange der Wald anhält, bleibt man noch im Granit, die baumlose Kuppe (Abb. 2, S. 5), auf der allerhand Alpenkräuter, z. B. der fleischrote Mannsschild, wachsen, besteht dann wieder aus Hornfels. Zahlreiche Quarzför-ner, hin und wieder auch kleine, in die Horn-felsmasse eingebettete Gerölle verraten die ur-sprünglich sedimentäre Natur des Gesteins. Mit der Umwandlung war ein Farbenwechsel verbunden, der graue oder grau-grüne Ton der unveränderten Grauwacken hat einer tiefviole-ten Färbung Platz gemacht.

In die steile Nordflanke des Belchen ist ein Kar eingetieft, das an seinem Grunde den kleinen, einsamen Belchensee birgt. Obwohl dem Kessel eigentliche Felsabstürze fehlen, — die Wände tragen ringsum eine geschlossene Walddecke, wodurch der Eindruck ihrer Steil-heit gemildert wird, — ist er doch in eine Reihe mit den Karseen des Grenzkamms zu stellen; das beweist die ganze Gestalt des Beckens in Verbindung mit den noch vorhandenen Glet-scher Spuren, dem Moränendamm am Abschluß und den bei niedrigem Wasserstand auf den Grauwackefelsen sichtbaren Gletscherschiffen. Diese finden sich am Westufer, das östliche ist mit einem regellosen Trümmerwerk abgestürzter Blöcke überjät.

Wie der Große Belchen die Südvogesen vom Weilertal bis zur burgundischen Pforte beherrscht, so ragt im Norden der kahle Gra-nitrieden des Hochfelds (1099 m) über das buntgescharte Meer der walbigen Kuppen, der spizen Schieferfegeln und steilanstrebenden Tafelberge empor. Das Hochfeld, aus dessen Ge-biet wir hier mehrere Abbildungen bringen, ist ein selbständiger Granitstock, vom gro-ßen, zentralen Granit- und Gneissmassiv ge-schieden durch das Weilertal, eine uralte Mulde der Steinkohlenalpen, in der sich nach gegebener Faltung die Schichten der oberen Kohlenformation und des Rotliegenden ab-lagerten. Soweit der Granit unmittelbar zu-

tage tritt, bedeckt er ein annähernd dreieckiges Stück Land, in dessen Ecken die Orte Saales, Hohwald und Grendelbruch liegen; weiter west-lich, zwischen Andlau und Barr, also ganz in der Nähe der Rheinebene kommt nochmals ein Ausläufer von ihm unter den Schiefen zum Vorschein. Von den mannigfachen Varietäten des Gesteins will ich hier nur kurz auf die augitführenden aufmerksam machen. Augit, ein sonst in Graniten seltenes Mineral, vertritt in diesen Abarten einen Teil der Horn-blende und des Magnesitglimmers; seine schwarzen Körner sind oft schwer von denen der Hornblende zu unterscheiden. Mitten im Hoch-feldmassiv tauchen jedoch auch Tiefengesteine auf, die schon keine echten Granite mehr sind, sondern Diorite, d. h. wesentlich aus Kalk-natronfelspat und Hornblende bestehen; eine solche Dioritklippe ist z. B. der Keuntestein bei Hohwald, von dem man einen entzückenden Blick auf das reich gegliederte, geologisch sehr bunt zusammengelegte Waldgebirge genießt. Auch die schöne Ruine Landsberg bei Barr, das bis Mülhausen sichtbare Wahrzeichen des Elsaß, ist auf Dioritfels erbaut.

Rings um das Hochfeldmassiv drängen sich die verschiedenartigen Gesteine und For-mationen zu einem bunten Mosaik zusammen, das, aus Schollen wechselnder Größe und Mäch-tigkeit gebildet, den ganzen Raum zwischen

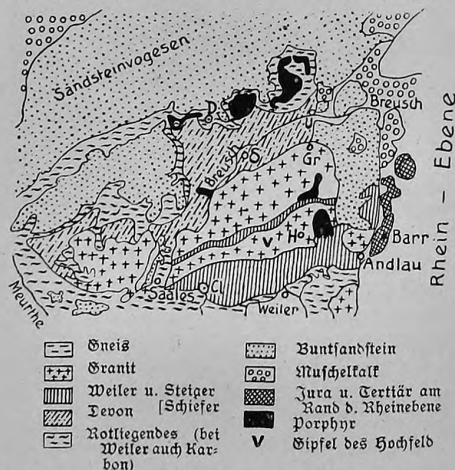


Abb. 136. Geologische Skizze des Hochfeldmassivs und seiner Umgebung.
Cl Climent, S Donon, Gr Grendelbruch, H Hohwald, D Schirmeck, U Urmetz.

der Rheinebene und den nördlich und westlich vorgelagerten Sandsteinvogesen einnimmt (vgl. die Karte Abb. 136). Dieser geologischen Man-

nigfaltigkeit entspricht die reiche Berggliederung des Gebirges, seine Zersplitterung in zahlreiche Kämme, die sich nach außen noch mehrfach verzweigen und auf ihren steil abfallenden Endpfeilern die schönsten Burgen und Schlösser des Unterelsaß tragen: Girsbaden, Andlau, Landsberg, die Ottrotter Ruinen, das sagenumspinnene St. Odilien und viele andere.

Dem dreieckigen Hochfeldmassiv ist rheinwärts eine breite Buntsandsteinscholle vorgelagert, auf den übrigen Seiten aber schließt sich

werden. Aber auch hier bilden sie keine selbstständige Formation, sondern, soweit sich das beurteilen läßt, nur eine schmale Einschaltung zwischen dem Martircher (Urbeiser) Gneis und den eben genannten Glanzschiefern, haben also für den Aufbau der Vogesen so gut wie gar keine Bedeutung.

Weitaus wichtiger sind die Glanzschiefer oder Phyllite, die als ein mehrere Kilometer breiter Streifen den Südrand des Hochfeldmassivs vom Clumont bis Andlau begleiten.



Abb. 137. Hochfeldgranitblöcke am Lutsenfels (Schirmeck). (Phot. v. d. Grappen.)

um den Granit ein Gürtel uralter Schiefer, dergleichen wir in den Vogesen noch nicht antreffen. Wer mit der Geologie anderer kristallinischer Gebiete, z. B. der Alpen, des Erzgebirges oder der Sudeten, vertraut ist, dem mag es wohl auffallen, daß in den Vogesen eine Formation völlig zu fehlen scheint, die sonst im kristallinen Gebirge eine große Rolle spielt, nämlich die der Glimmerschiefer. In der Tat kennt man diese schönen, prächtig glänzenden Gesteine nur von einer einzigen Stelle des Wasgenwalds, vom Urbeiser Tal, wo sie an der Grundfläche mächtiger Glanzschiefermassen sichtbar

Ihrem Ursprung nach gewöhnliche Tonschiefer, haben sie durch Metamorphose ein mehr oder weniger kristallinisches Aussehen gewonnen. Am wirksamsten war, wie überall, die Metamorphose in den tieferen Lagen; hier entstanden die sogenannten Weiler Schiefer, dunkelgraue oder blauschwarze, lebhaft glänzende Phyllite mit vielen Knauern, Linjen und Zwischenlagen von Quarz. Über ihnen folgen die meist violetten oder rötlichen, nur schwach glänzenden Steiger Schiefer, die sich oft wenig von unveränderten Tonschiefern unterscheiden. Offenbar ist die ganze Formation sehr alt, älter selbst als die Devonischen des

Breuschtsals, über die wir sogleich zu reden haben; da sich aber bisher noch keine Spur einer Versteinerung in den Elässer Phylliten gefunden hat, so muß die Frage, ob sie dem Silur, Kambrium oder gar dem Algonkium entstammen, vorderhand unentschieden bleiben. Ihrer Beschaffenheit nach lassen sie sich am ersten mit den kambrischen Phylliten des Erzgebirges und sächsischen Vogtlandes vergleichen.

Eine merkwürdige Verwicklung tritt nun

zugehen, die allmählich mehr Glimmer aufnehmen und immer kristallinischer werden; dicht an der Granitgrenze zeigen sich dann als höchstes Stadium der Metamorphose die harten splinterigen, gar nicht mehr schieferigen Hornfelse mit den uns schon aus dem Schwarzwald bekannten „Kontaktmineralien“ Andalusit, Cordierit und Granat. Vielfach durchsetzen auch Ausläufer des Eruptivmassivs, Gänge von Minette (S. 172), Quarzporphyr und feinkörnigem Granit, die umgewandelten



Abb. 138. Landschaft aus dem Weiler Schiefergebiet. Im Hintergrund links der Elmont (Buntsandstein). (Phot. v. d. Grappen.)

dadurch ein, daß die schon in frühester Urzeit metamorphisierten Steiger Schiefer um die Mitte der Steinkohlenzeit eine nochmalige Umwandlung erfahren haben, und zwar durch den Granit des Hochfelds. Diese zweite Umwandlung betraf jedoch nicht wie die erste, das ganze Schichtenystem, sondern nur die dem Granit benachbarten Teile der Steiger Schiefer; die Weiler Schiefer blieben überhaupt davon unberührt. Überall wo man sich, vom Tal hinaufsteigend, dem Granit auf 500–600 m nähert, beginnen die bis dahin normalen Gesteine in Knoten- und Fleckschiefer über-

Schiefer; kurz, es bietet sich hier Gelegenheit, binnen einer Wanderung von wenigen Stunden eine reichhaltige Sammlung interessanter Felsarten zusammenzubringen. Besonders lehrreich ist der Weg von Andlau über die Spesburg im Forsthaus Etermatten nach Hohwald; man geht vom Andlaugranit aus, den im Wallgraben der Spesburg ein rotbrauner Minettegang durchbricht, gelangt dann durch die Hornfelszone in die Knotenschiefer mit Porphyrgängen und hat südlich von Etermatten, im Haselbachtal, auch Gelegenheit, die unveränderten Steiger Schiefer zu besuchen. Westlich von

die Königsgrube, ein großer, jetzt seit Jahrzehnten eingegangener Steinbruch unweit Sulzbach (an der Bahnlinie Molsheim-Zabern). Dorthier stammt die Mehrzahl der prächtigen, im geologischen Institut der Universität Straßburg ausgestellten Fundstücke. Im übrigen wird man überall, wo Volzkien sandstein abgebaut wird, ähnliche, wenn auch nicht so schön erhaltene Pflanzenereste sammeln können.



Abb. 144. *Myophoria vulgaris*.

Viel seltener sind in diesen Schichten tierische Versteinerungen. Mit Volzkienzweigen und Schachtelhalmern kommt gelegentlich jener winzige Blattfußkrebs, die *Estheria minuta*, vor, sonst zeigen sich nur in den höchsten Buntsandsteinlagen hier und da schmale Bänke mit Terebrateln, Muscheln und Schnecken, die eigentlich in dem darüberliegenden Muschelkalk zuhause sind, z. B. die allbekannten Formen *Terebratula vulgaris* und *Gervillia socialis* (Tafel IV, 1 und 2), *Myophoria vulgaris* (Abb. 144) und häufig auch *Naticopsis Gaillardoti*, eine kleine Kützenschnecke, von der die späteren Neritiden (Schwimmschnecken) abstammen sollen.

Augenscheinlich haben sich diese fossilreichen Bänke zu einer Zeit abgelagert, als das Muschelkalkmeer schon einen großen Teil der Buntsandsteinwüste überflutet hatte und häufige Vorstöße in das noch uneroberte Gebiet unternahm.

Die jüngeren Formationen (vom Muschelkalk aufwärts) haben für den Bau der Vogesen geringe Bedeutung. Mit Ausnahme ganz weniger, im Gebirge gelegener Stellen kommen sie nur in der sogenannten Vorhügelzone zum Vorschein, d. h. in jenem halbabgegrenzten Landstreifen, der den Übergang von der Rheinebene zum Gebirge vermittelt. Diese Vorhügel, ein förmliches Chaos der verschiedensten Trias- und Juraufsen, begleiten als schmales, vielfach unterbrochenes Band den gesamten Ostabfall der Vogesen vom Sundgau nordwärts bis in die Gegend von Zabern. Hier, in der Senke zwischen Wasgenwald und Hardt, zu Füßen der einst so berühmten Zaberner Steige, breiten sich die Trümmer der alten Jura-hochfläche annähernd halbmondförmig über ein größeres Stück Land aus; es ist dies das Bruchfeld von Zabern, dessen geologische Bedeutung im nächsten Kapitel gewürdigt werden soll.

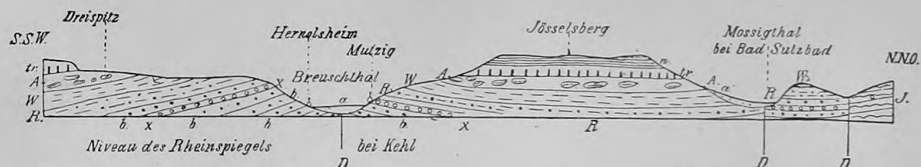


Abb. 145. Profil durch die Trias der Gegend von Mulzig und Sulzbach am Ostrande der Vogesen. Nach Benedek. (Aus Kayser, Geolog. Formationstunde.)

b Vogesen (Haupt-)Buntsandstein. x Hauptkonglomerat darin. R Röt (Volzkien sandstein). W Muschelkalk. A Anhydritgruppe mit Stipslagern. tr Trochitenkalk. n Nodosenflächen. J Jurassische Bildungen. a Galt, a' Gehänge-Klivotum. D Verwerfung.

Drittes Kapitel. Hardt, Odenwald und Spessart.

In der Zeit, als die Erhebung des ober-rheinischen Gebirgssystems sich vorbereitete, entstand neben dem großen südlichen, Schwarzwald und Vogesen umfassenden Gewölbe ein kleineres, wahrscheinlich auch flacheres im Norden, dessen auseinandergerissene Flügel uns jetzt als Odenwald und Hardtgebirge entgegentreten.

Die beiden Gewölbe waren durch eine Mulde getrennt, deren Mittellinie etwa von Pfalzburg (Lothringen) über Buchweiler nach Langenbrücken und Mühlhausen im Kraichgau

(Baden) verlief, also annähernd die gleiche nordöstliche Richtung innehielt wie die Faltenzüge der damals längst eingeebneten Steinkohlenalpen. Als nun die große Rheintalspalte aufklaffte, wurden Mulde und Gewölbe in der Mitte durchgeschnitten; da dies aber sehr äg zu ihrer Längsrichtung geschah (denn der Rheingraben streicht ja nahezu nord-südlich), so liegen die zertrennten Flügel nicht symmetrisch zu beiden Seiten des Rheines einander gegenüber, sondern scheinen in nord-südlicher Richtung gegeneinander verschoben zu sein. Mit an-

deren Worten: die Nordgrenze des Schwarzwalds, die breite Niederung des Kraichgaus, der Südfall des Odenwalds, alles das liegt nördlicher als die entsprechenden Glieder der linksrheinischen Gebirge.

Von den höchsten Gipfeln der Sandsteinvogesen, Donon, Nußgipfel, Schneeberg senkt sich der Buntsandstein langsam in die Pfälzburger Mulde hinab. Die niedrigste Stelle des Sandsteinkamms, — wenn man bei diesem plattensförmigen Gebirge überhaupt von einem Kamm reden darf, — ist der Paß von Zabern (404 m), die natürliche Pforte zwischen Germanien und Gallien, die seit uralten

weiter nach Wörth verlaufenden Halbkreises; große Verwerfungen scheiden es im Westen vom Sandsteingebirge, im Osten von der mit mächtigem Diluvialschutt erfüllten Rheinebene, außerdem durchsetzen zahlreiche kleine Brüche und Störungslinien das hügelige Gelände.

Innichten des abgefunkenen Landstreifens erhebt sich ein stattlicher Ausichtsbau, der 326 m hohe Bastberg bei Buchsweiler. Es ist dies ein in vieler Hinsicht merkwürdiger Gipfel. Wesentlich aus Lias und Dogger aufgebaut, trägt er auf seinem Rücken eozänen Süßwasserfalk (vgl. S. 125), der sich noch vor dem Einbruch des Rheingrabens in einem

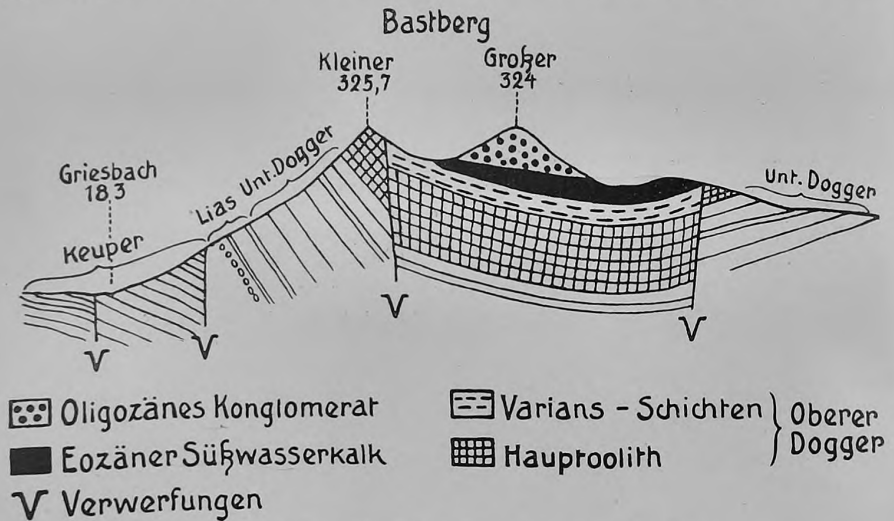


Abb. 146. Profil durch den großen und kleinen Bastberg. Nach Wernecke.

Zeiten wandernde Völker und kriegsführende Heerscharen zum Durchzug benutzten. In kaum einer Stunde erreicht man von Zabern die Schichten des Hauptkonglomerats, die auch hier die oberste Plateaukante bilden. Westlich von der höchsten Gebirgskante dacht sich die Buntsandsteinplatte ganz sanft nach Lothringen ab, östlich endigt sie mit scharfem Abbruch über dem Bruchfeld von Zabern. Dies ist eine Ausbuchtung des Rheingrabens, die jedoch, weil sie nicht so tief abgefunken ist wie die eigentliche Rheinebene, nur eine schwache Diluvialdecke trägt, unter der an vielen Stellen, in Bachseinschnitten, an Abhängen und dergleichen, die Trümmer des ehemaligen Juraplatus zum Vorschein kommen. Das ganze Feld hat annähernd die Gestalt eines von Molsheim bei Straßburg über Walsheim, Zabern, Ing-

Binnensee des Juraplatus abgelagerte. Da sich gleichartige Schichten auch bei Langenbrücken im Kraichgau finden (sonst nirgends auf der rechten Rheinseite), so scheint dieser eozäne Landsee wenigstens zeitweise die ganze von Zabern bis Langenbrücken reichende Mulde ausgefüllt zu haben. Der fabelhafte Versteinerungsreichtum der Kalkschichten, die oft von Schnefenschalen geradezu wimmeln, erregte schon das Erstaunen des jungen Goethe, der, wie er selbst schreibt, solche Dokumente der Vorwelt noch niemals in so großer Menge beisammen gesehen hatte.*) Die Hauptlebensform ist eine fast wie ein Ammonit aussehende Teller-schnecke, Planorbis pseudammonius; daneben kommen hauptsächlich Sumpfschnecken vor.

*) Vgl. Goethe, Aus meinem Leben, 10. Buch, (Ausgabe Heinemann Bd. 12, S. 457.)

der tektonischen Abgrenzung den Vorzug gebe.

Der Charakter des Buntsandsteins ist in der Hardt ein ganz ähnlicher wie in den Vogesen, nur findet sich in dem nördlichen Elsaß wie weiterhin in der Pfalz auch die untere Abteilung der Formation, die, wie früher erwähnt, in den eigentlichen Vogesen nirgends nachzuweisen ist. Manche Geologen gehen jedoch weiter und behaupten, daß der untere Buntsandstein im ganzen linksrheinischen Deutschland vollkommen fehle und die betreffenden Schichten der Hardt zum Rotliegenden gerechnet werden müßten. Wie dem auch sei, jedenfalls gehört auf der ganzen linken Rheinseite die Hauptmasse der Formation dem mittleren oder Hauptbuntsandstein an. Dieser beginnt zu unterst mit einer Geröllbank, die sich stellenweise zu einem Konglomerat verdichtet und neben vorherrschenden Quarzrollstücken auch solche von Gneiß, Granit und Porphyry enthält. Hierin liegt ein wichtiger Unterschied gegenüber dem weiter oben folgenden Hauptkonglomerat, das fast nur aus Kieselgeröllen zusammengesetzt ist. Zwischen die beiden Konglomeratschichten schiebt sich eine große Masse der Sandsteine ein, die sich nach Gumbel wieder in zwei Stufen gliedern lassen:

eine untere, vorwiegend felsige, mit zahlreichen festen, als Baumaterial brauchbaren Sandsteinen, und eine obere mit zumeist weichen und lockeren, nur stellenweise von härteren Bänken unterbrochenen Schichten. Jene merkwürdigen, wie Burgruinen aussehenden Felsgebilde, welche die Gegend um Annweiler und Dahn so sehenswürdig machen (sogenannter Ruinenandstein), sind größtenteils aus den festen Gesteinen der unteren Stufe hervorgegangen.

Das Hauptkonglomerat ist in der Pfalz weniger mächtig als in den Elsäßer Bergen, fehlt sogar strichweise fast gänzlich, z. B. bei St. Ingbert. Immerhin bestehen viele der höchsten Hardtgipfel aus diesem harten, pittoreske Felsen bildenden Gestein, wie der große Kalmit und der Drachenfels bei Neu-

stadt, der Eschkopf auf der Frankenweide usw. Dagegen sinkt im Nordostwinkel der Hardt bei Leiningen und Battenberg das Hauptkonglomerat bis zum Gebirgsfuß hinab.

Auch der obere Buntsandstein zeigt eine deutliche Zerteilung: unten liegen mürbe, tonige Sandsteine voller Glimmerschüppchen mit schwarzen Manganklecken und gelben Dolomitknollen, oben vorzügliche, feinkörnige Bauandsteine, die dem Volziensandstein der Vogesen entsprechen und die gleichen Versteinerungen führen wie dieser. Berühmt durch ihre Fülle wohlerhaltener Pflanzen- und Tierreste sind die großen Steinbrüche bei Bubenhausen, unweit Zweibrücken.

An landschaftlichem Reiz übertrifft die



Abb. 150. Der Hochstein bei Dahn.
Aus: D. Häberle, Das Felsenland des Pfälzerwaldes.

Hardt alle anderen Buntsandsteingebiete Deutschlands. Die ursprüngliche, gleichförmige Hochfläche hat sich in eine Unzahl runder Kuppen, kegelförmiger Gipfel und kurzer Tafelberge aufgelöst, so daß, von einem erhabenen Punkt betrachtet, das ganze Gebirge einem in stürmischer Bewegung erstarrten Meere gleicht, dessen Wellenberge sich gegen Nordosten und Südwesten allmählich verflachen. Gegen die Rheinebene bricht das Gebirge mit ungemein steilen Gehängen ab, an die sich nur ausnahmsweise höhere Vorberge anlehnen; auf der Nordwestseite endigt es an einer breiten, sumpfigen Niederung, der Senke von Kaiserslautern. Was aber den auf Pfälzer Gebiet liegenden Teil der Hardt, den „Pfälzer Wald“, besonders auszeichnet, ist sein Reichtum an riesenhaften,

oft die seltsamsten Formen annehmenden Felsbildungen. Bald sind es einzelne Risse, Gruppen ungesügter Pfeiler, Steinkolosse, die wie altersgraue Türme oder halbzerstörte Ritterburgen vom freien Bergfirsigen Himmel ragen, bald schmale, zyklischen Mauern gleichende Felskämme, die oft schnurgerade über langgestreckte Bergrücken laufen, dann plötzlich umbiegen und wiederum in gerader Linie der neu eingeschlagenen Richtung folgen. Wo ein Tal ihren Weg kreuzt, brechen sie in gewisser Höhe steil ab, tauchen aber jenseits des Einschnitts wieder auf und streichen mit unverbänderter Richtung über die Berge fort.

Dieser auffällig geradlinige Verlauf der Felsmauern erklärt sich aus der regelmä-

mäßliche, gleichmäßige Abtragung erleiden. Nur wenn zwei Spalten in etwas größerer Entfernung voneinander verlaufen, die dazwischenliegende Platte also eine erhebliche Dicke besitzt, kann es geschehen, daß der dadurch abgeordnete Felsstreifen der Verwitterung Widerstand leistet und als Mauer über seine Umgebung hervortritt. Doch gehört als weitere Bedingung dazu, daß die Mauer auf ihrem Firsigen eine besonders harte Schichtbede trägt, die sie vor rascher Abtragung von oben her schützt.

Später bilden sich in den Mauern Querspalten, wodurch sie in Pfeiler und Türme von ungleicher Höhe zerfallen. Von den neuen Klüften aus frisst die Verwitterung weiter, die schwächeren Teile des Felsens werden allmählich niedergelegt, und schließlich bleiben außer allem Zusammenhang mit den übrigen Sandsteinmassen einzelne Riesentürme stehen, die als weithin sichtbare Wahrzeichen die einsamen Waldberge krönen. Gelegenheit, den schrittweisen Verfall der Risse zu beobachten, bietet fast jedes größere Tal des Pfälzer Waldes. Hier sieht man, wie z. B. am Hochstein bei Dahn (Abb. 150), eine im ganzen kompakte, erst von wenigen Spalten durchsetzte Mauer; dort hat die Auflösung

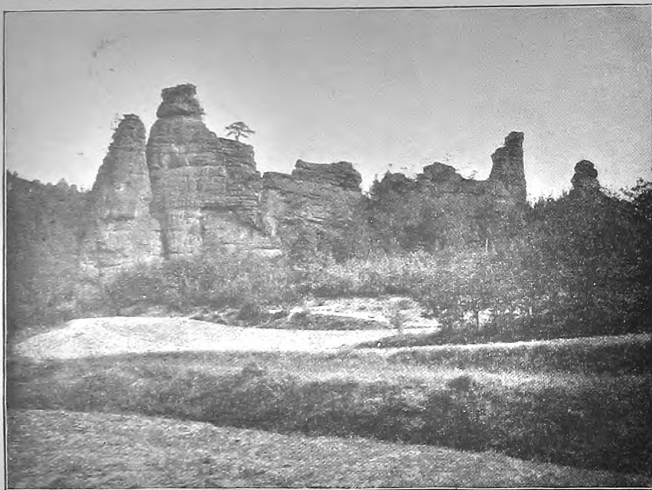


Abb. 151. Klammfelsen bei Dahn.
Aus: D. Häberle, Das Felsenland des Pfälzerwaldes.

gen Zerklüftung des Buntsandsteins, die an jeder Felswand, in jedem größeren Steinbruch aufs deutlichste hervortritt. Wenn, wie es häufig der Fall ist, zahlreiche parallele Klüfte in geringer Entfernung voneinander das Gestein durchsetzen, so wird dadurch die ganze Felsmasse in riesige, senkrecht stehende Platten zerlegt. In die Klüfte sickert das Regen- und Schneewasser ein, erweitert sie durch chemische Auflösung, dringt von der Seite in die Platten ein und zersprengt sie nach und nach durch Spaltenfrost. Im allgemeinen werden die einzelnen Platten zu dünn sein, um diesen Angriffen längere Zeit Trotz bieten zu können. Sie werden, je nach ihrer Härte, in grobe Bruchstücke oder in feinen Sand und Mulm zerfallen, und die ganze Buntsandsteinfläche wird eine all-

schon Fortschritte gemacht und einzelne Pfeiler vom Rest der Mauer abgesondert (Abb. 151); an dritter Stelle endlich ist der zusammenhängende Felskamm bis auf die Erdoberfläche abgenagt, und nur ein paar vom Wetter zerfurchte und zerfressene Säulen ragen noch als Zeugen verschwundener Pracht aus Schutt und Steingeröll empor.

Daß sich die Volkspantasie vielfach mit den rätselhaften Felsbildungen beschäftigt und die merkwürdigsten Gestalten in ihnen zu sehen glaubt, wird jeder, der einige Streifzüge durch dieses bizarre Felsenland unternommen, voll auf begreiflich finden. So heißt der Drachensfels bei Dahn im Volksmund der „Napoleonensfels“, weil er, von Osten gesehen, einer Wüste des ersten Franzosenkaisers nicht unähnlich ist. In einem anderen, hoch aufragenden Koloss

auf. Sehr lehrreich ist z. B. ein Besuch des umfangreichen, jetzt außer Betrieb gesetzten Steinbruchs am Luziberg bei Zwingenberg; der Granit enthält hier sowohl langgestreckte Schollen von schwarzem Hornfels, wie Gänge eines schwarzen, Malchit genannten Eruptivgesteins. Auch der obere Teil der Stadt Darmstadt liegt auf einem mächtigen Granitstock, der sich in nordöstlicher Richtung 12 km weit verfolgen läßt, bis er bei Messel von rotliegendem Sandstein zugedeckt wird. Allerdings zeigt er auf dieser langen Strecke keineswegs überall die gleiche Beschaffenheit, bei Darmstadt selbst ist er grobkörnig, schwarz- und weißgesprenkelt, sonst im allgemeinen feinkörnig, mehr gleichmäßig grau, lagenweise auch stark gequetscht und schieferig. Daher kommen wohl mehrere Granitdurchbrüche in Frage. Mitten in der Stadt schneidet der Granit scharf an der Hauptverwerfung des Rheingrabens ab und grenzt so unmittelbar an die tertiären und diluvialen Ablagerungen der Ebene.

Eine andere Sehenswürdigkeit des kristallinen Odenwalds bilden die zahllosen Ganggesteine, die nach Abschluß der Haupteruptionen emporstiegen und die Spalten des erkaltenden Granits ausfüllten, zum Teil wohl auch durch eigene Kraft sich freie Bahn schufen. Solche „Nachzügler“ folgen ja überall den Ausbrüchen der Tiefengesteine auf dem Fuße nach, aber im Odenwald treten sie geradezu scharf hervor und in ganz besonderer Mannigfaltigkeit auf. Vor allem durchschwärmen ihre Gänge den Granit des Melibokus und seiner Umgebung, wo man kaum einen Steinbruch finden wird, in dem nicht mehrere dieser von Granit scharf absteichenden Felsarten zum Vorschein kommen. Da die Ganggesteine im allgemeinen härter sind und schwerer verwittern als der Granit, so überragen sie oft gleich Mauern oder Rissen ihre Nachbarschaft; auch wenn sie schließlich in einzelne Blöcke zerfallen, bleiben diese noch lange erhalten und bedecken in großen Massen die Gehänge, deren eigentlicher Untergrund granitisch ist. Manche Glieder der bunt zusammengesetzten Schar, wie die Granitporphyre, Pegmatite, Minetten, Kerfantite, kennen wir schon aus den Massiven der südlichen Gebirge, auch der am Melibokus so verbreitete „Alsbachit“ ist weiter nichts als ein heller, schieferiger Granitporphyr; dazu gesellen sich aber auch seltene Arten wie der oben erwähnte Malchit, ein dichtes, schwarzes Gestein, oft mit Einsprenglingen von Feldspat, die sich manchmal zu sternförmigen Gruppen ordnen. Vari-

täten des Malchits sind der feinkörnige Luzit (nach dem Luziberg genannt, vgl. oben) und der Orbit (Orbithöhe bei Zwingenberg, mit Einsprenglingen von Hornblende).

Noch häufiger als diese dunklen basischen Typen trifft man ganz lichte, saure Eruptivgänge: die grobkörnigen, turmalin- und granatreichen Pegmatite (vgl. S. 152) und die feinen, hellroten, zuckerförmigen Aplite. Letztere sind es namentlich, die den Granit nach allen Richtungen durchschwärmen, wobei sie sich



Abb. 155. Hornblendegranit mit großen Zwillingaskristallen von Kalifeldspat. Weinheim (Odenwald).

vielfach verzweigen und schließlich als ganze dünne Adern blind endigen (Abb. 156). Diese stark sauren Schmelzflüsse müssen sich durch besondere Beweglichkeit und leichtes Fließen auszeichnen haben.

Die ganze eben geschilderte Periode der Eruptionen, vom Erscheinen des Gabbros bis zur Bildung der jüngsten Ganggesteine, fällt offenbar zeitlich mit der karbonischen Gebirgsfaltung zusammen. Sehr viel jünger sind gewisse andere Gänge, deren Füllmasse keinen eruptiven, sondern thermalen Ursprung hat (d. h. auf den Absatz heißer Quellen zurückgeht). Hierher gehören z. B. die Schwerapatgänge

auf dem Borstein und Hohenstein bei Reichenbach, die später vertiefelten und nun als felsam geformte Quarzfelsriffe ihre Umgebung überragen. An anderen Stellen wurden Kupfer- und Manganerze abgelagert. Wahrscheinlich stiegen die Bringer all dieser Mineralstoffe, die heißen Gewässer, auf Spalten empor, die sich ungefähr gleichzeitig mit der großen Rheintalspalte gebildet hatten.

Die Geschichte des Odenwalds seit Aufrichtung der Steinkohlenalpen stimmt fast ganz mit der des Schwarzwalds überein, daher wird ein kurzer Hinweis auf die wichtigsten, in diesem Zeitraum entstandenen Formationen genügen. Vom Oberkarbon mit seinen reichen

erreicht und gezeigt, daß dort die im Saar- und Nahebecken so stark entwickelten Kupfer- und Zink- (Schichten*) fehlen, während die Thon- und Schiefer- (Schichten), Sandsteine, Konglomerate mit Porphyrgeröllen etwa 260 m mächtig sind.

Wie im übrigen Deutschland, so erfolgten auch im Odenwald zur rotliegenden Zeit gewaltige Vulkanausbrüche, deren Ergüsse mit den eben erwähnten Schichtgesteinen verknüpft sind. Die Wechselagerung vulkanischer und sedimentärer Schichten läßt sich z. B. an der Bergstraße zwischen Heidelberg und Schriesheim feststellen. Hier liegen zu unterst fels- spatreiche Sandsteine, darüber Porphyrtuffe,

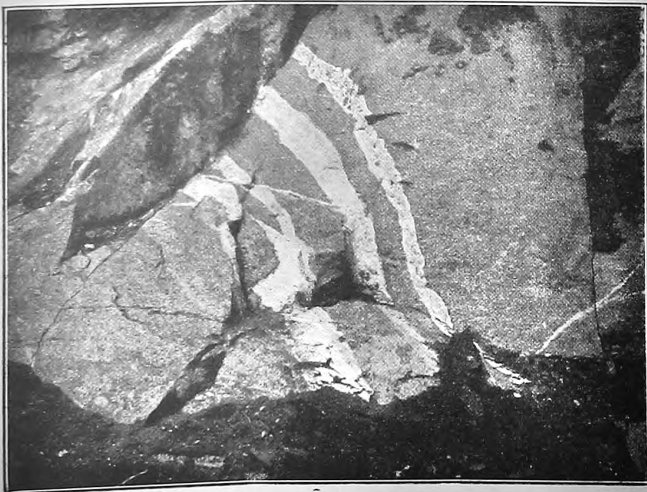


Abb. 156 Aplitgänge im Diorit zwischen Weinheim und Birkelau.

Kohlenhöhlen hat man trotz eifrigem Suchen nicht die geringsten Spuren auffinden können, dagegen bedecken rotliegende Gesteine ein breites Stück Land zwischen Darmstadt und Frankfurt-Offenbach, kommen ferner bei Heidelberg zum Vorschein und sind außerdem an vielen Orten unter dem Buntsandstein des östlichen Odenwalds verborgen. Daß im Anfang die kristallinischen Ketten noch über den Meeresspiegel aufragten, beweisen die zahlreichen Gerölle von Odenwälder Graniten und Gneisen in den Konglomeraten des untersten Rotliegenden, die sich in der Darmstädter Gegend unmittelbar auf dem kristallinischen Grundgebirge abgelagert haben. Auch bei Sprenglingen (etwa in der Mitte zwischen Darmstadt und Frankfurt) hat ein 270 m tiefes Bohrgloch direkt unter dem Rotliegenden den Granit

nach höher eine mächtige Quarzporphyredecke und ganz oben wiederum Sandstein und Konglomerate. Große Steinbrüche, z. B. bei Dossenheim und Weinheim, wo am Wachenberg hübsche Quellschuppen (Dombulke) vorkommen, schließen den Porphyrtuff an vielen Orten prächtig auf. Auch der nördliche Odenwald hat seine Porphyrgänge namentlich in der Gegend von Groß-Umstadt, wo sich stellenweise noch die alte, an freier Luft erstarre Oberfläche der Lavastrome erhalten hat. Ähnlich wie bei frisch ausgeflossener „Gefäßlava“, ist

die Rinde dieser viele Jahrtausende alten Ströme mit Warzen, Knollen und anderen Auswüchsen bedeckt, und an den eigentümlich gewundenen „Wickelschlacken“ kann man heute noch erkennen, wie die Porphyrmasse träge dahingeschoben ist, sich überkühlt und knäuelartig verwickelt hat. Außerdem zeigen diese Quarzporphyre auch in ihren tieferen Lagen jene eigenartig schöne Streifung, die dem Fachmann unter dem Namen „Fluidalstruktur“ bekannt ist. Bänder von grauer, grüner, gelber, roter und schwarzer Farbe laufen in den zielichsten Wellen und Falten nebeneinander her, trennen sich, um größere Schlieren zu umwinden, und sind an anderen Stellen zu einem verworrenen Durcheinander zusammengepreßt. Man möchte

*) Näheres über die genannten Schichten im 1. Kapitel des vierten Abschnittes.

glauben, das ganze Gestein habe im halb erstarrten Zustand eine heftige Faltung durch Seitendruck erlitten, doch war es nur das langsame, häufig stockende Fließen des Magmas, das die merkwürdige Erscheinung hervorbrachte.

Ein anderes Ergußgestein dieses Zeitalters, der basaltähnliche Melaphyr, hat seine Hauptverbreitung in den ausgedehnten Wäldern zwischen Darmstadt und Frankfurt. Hier öffnen sich am Glasberg große Steinbrüche, die seit langer Zeit das Material für den Darmstädter Häuserbau liefern.

Als die Vulkanen der rotliegenden Periode erloschen waren, überflutete das Zechsteinmeer den gesamten Odenwald, doch scheint seine Herrschaft nicht allzu lange gewährt zu haben. Wenigstens finden wir hier von der ganzen wechselvollen Zechsteinformation weiter nichts als einen grauen, versteinungsarmen Dolomit, der hauptsächlich auf der Grenze zwischen Sandstein- und kristallinischem Odenwald an die Erdoberfläche tritt. Indessen haben aufsteigende heiße Quellen einzelne Teile dieses Dolomits in Manganerzlager verwandelt, die früher an mehreren Orten bergmännisch ausgebeutet wurden (jetzt nur noch bei Waldmichelbach).

Es folgt nun jene Zeit, in der weite Gebiete Deutschlands als nackte Wüsten dalagen und endlose Dünenzüge über den austrockneten Grund des Zechsteinmeers dahinwanderten. Vom vorderen Odenwald ist die damals geschaffene Buntsandsteindecke bis auf spärliche Reste verschwunden, aber von Heidelberg nördwärts bis Mosbach und nördlich bis Miltenberg und Wertheim am Main bestehen die reich bewaldeten Berge und Hochflächen fast durchweg aus urweltlichem Dünen sand, der zu mehr oder weniger festem Gestein verhärtet ist. Im nördlichen Schwarzwald fanden wir den Buntsandstein unmittelbar über dem Granit der Steinkohlentalen, im Odenwald schiebt sich häufig, doch keineswegs überall, der oben erwähnte Zechsteindolomit dazwischen ein. Wo dieser Dolomit fehlt, ist er wohl zu Anfang der Buntsandsteinzeit fortgewaschen worden, und an solchen Stellen verschütteten die vom Wüstensturm getriebenen Dünen unmittelbar die Granit- und Gneissfelsen des kristallinen Grundgebirges.

Die Schichtenfolge des Odenwälder Buntsandsteins schließt sich eng an die des Schwarzwalds an (vgl. S. 167 f.); stark entwickelt ist die untere und mittlere, weniger die obere Abtheilung der Formation. Doch macht sich schon

hier eine Erscheinung bemerklich, die immer auffälliger wird, je weiter wir nach Norden gehen, nämlich die starke Abnahme der Konglomerate, deren Stelle oft nur ein Horizont verstreuter Kieselgerölle vertritt. Daher ist der Odenwald arm an malerischen Felsklippen. Nur hier und da kommen zwischen den feinkörnigen Sandsteinen ziemlich mächtige Geröllbänke vor, deren harte, widerstandsfähige Blöcke an den Berghängen liegen bleiben und sich zu gewaltigen Blockhalden ansammeln. Wer einmal von der Mollenkur bei Heidelberg nach dem Wolfsbrunnen gewandert ist, den hat gewiß das gewaltige Trümmerwerk zu beiden Seiten des Weges in Staunen gesetzt, scheint es doch, als sei hier vor Urzeiten vom Gipfel des Königsstuhls ein furchtbarer Bergsturz niedergegangen! Aber keine solche Katastrophe hat sich ereignet; ganz sanft und langsam haben sich die harten Blöcke des „Felsenmeeres“, während ihre weiche Umgebung zerfiel und fortgewaschen wurde, aus dem Kern des Berges herausgelöst.

Da wir gerade bei Heidelberg sind, so mag erwähnt werden, daß der Neckar hier die Buntsandsteindecke völlig durchschnitten und nicht nur Zechstein und rotliegende Schichten, sondern sogar den Granit und Gneis des Grundgebirges bloßgelegt hat. Das ist eine erstaunliche Leistung, zumal wenn man bedenkt, daß dem Fluß ja der viel bequemere Weg durch den tief abgesunkenen Kraichgau offen stand. Warum er statt dessen die über 500 m hohen Berge des südlichen Odenwalds durchbrach, ist noch nicht befriedigend erklärt; wahrscheinlich liegt ein ähnlicher Fall vor wie beim Durchbruch des Rheins durch das Schiefergebirge bei Bingen, d. h. der Flußlauf ist älter als der von ihm durchsagte Höhenzug. Die tief hinabreichende Erosion des Neckars hat nun bei Heidelberg ein vorzügliches Profil geschaffen. Rotliegendes Konglomerat erreicht am Schloßberg eine Mächtigkeit von 6 m, darüber folgt eine dünne Zone von Zechsteindolomit, dessen schwache Entwicklung nicht verwunderlich ist, weil die Küste des Zechsteinmeeres ganz in der Nähe gelegen haben muß. Granit, teils feinkörnig, teils porphyrisch (früher Augengneis genannt), baut zu beiden Seiten des Neckars die unteren Gehänge auf bis etwa 60 m über dem Flußspiegel und läßt sich am rechten Ufer bis Ziegelhausen, am linken bis Schlierbach verfolgen. Wo frische Aufschlüsse sind, kann man beobachten, wie auch dieser Granit, ähnlich dem an der Bergstraße, von zahlreichen Ganggesteinen durchsetzt wird.

In die Einförmigkeit des Sandstein-Odenwalds bringen hier und da jung vulkanische Eruptionen etwas Abwechslung. Zumeist handelt es sich um Basalte, die wahrscheinlich zur Miozänzeit hervorbrachen, als auf der anderen Seite des Mains der Riesenvulkan Vogelsberg, umringt von zahlreichen Trabanten, seine Glutwolken zum Himmel sandte. Wenn schon der Vogelsberg viel von seiner ursprünglichen Höhe verloren hat, so sind die Basaltvulkane des Odenwalds fast bis auf ihre Wurzeln hinab abgetragen; nirgends zeigt sich mehr eine Spur der alten Kraterwälle, Tuffkegel und oberirdisch abgefloßenen Lavaströme; übrig geblieben ist nur die Ausfüllung des Eruptionskanals, der „Schlot“ des Vulkans, oder die mit festem Lavagestein verstopfte Gangspalte. Selbst so hoch aufragende Ruppen wie den Katzenbuckel, der mit 626 m den gesamten Odenwald beherrscht, darf man nicht für Reste der eigentlichen, dem Tertiärland aufgesetzten Vulkankegel halten; auch bei ihnen hat die Abtragung schon solche Fortschritte gemacht, daß die tiefgelegene Füllmasse des Vulkanschlots frei hervortritt und, da sie größtenteils aus harter Lava besteht, als Berg die heutige Erdoberfläche überragt.

Gerade am Katzenbuckel ermöglichen günstige Funde, den Betrag der Abtragung annähernd festzustellen. Den größten Teil der Kuppe, also des ehemaligen Schlots, setzt ein fester, dichter Nephelinbasalt zusammen, daneben kommen jedoch in geringem Umfang auch Tuffschichten vor, die wahrscheinlich nach dem Erlöschen des Vulkans in den Schlot hinabgestürzt sind. Bei Untersuchung dieser Tuffe hat man nun die merkwürdige Entdeckung gemacht, daß kleine Schollen von mittlerem bis oberem Lias mit bezeichnenden Leitfossilien, z. B. *Posidonia Bronni*, darin eingeschlossen sind. Zur Zeit der Basaltausbrüche muß also am Katzenbuckel noch die gesamte Schichtenreihe bis zum oberen Lias vorhanden gewesen sein, während heutzutage der Buntsandstein allein die Hochflächen aufbaut. Wenn nun seit dem Miozän alle höheren Formationen, Muschelkalk,*) Keuper und Lias, fortgewaschen worden sind, so ergibt das eine Abtragung von rund 540 m.

Wie ich bereits mehrfach hervorhob, gibt es zwischen Odenwald und Hochspeessart keine

geologische Grenze, nur das ganz willkürlich hineingezeichnete Erosionstal des Mains zieht zwischen den beiden, auch landschaftlich einander gleichenden Bergländern eine scharf ausgesprochene Trennungslinie. Wenn nun Odenwald und Speessart eine gemeinsame Sandsteindecke besitzen, so liegt die Vermutung nahe, daß auch deren Unterlage, die kristallinische Formation, sich von einem Gebirge ins andere fortsetzt. Und wirklich taucht bei Aschaffenburg, im sogenannten Vorspeessart (vgl. S. 6), eine mächtige kristallinische Scholle von außerordentlich bunter Zusammensetzung aus der Mainebene empor. Es ist wiederum ein Stück von der Kernzone der Steinkohlenalpen, deren Trümmer, von weiten Senkungsfeldern unterbrochen, in nordöstlicher Richtung aneinander gereiht sind; erst jenseits des hessischen Sandsteinsbeckens wird uns im Thüringer Walde, bei Ruhla und Brotterode, das nächste Glied dieses zerbrochenen Faltenzuges begegnen.

Kommt nun im Vorspeessart die gleiche, von Granit durchtränkte und umgewandelte Schieferformation zum Vorschein wie an der Bergstraße? Trotz bedeutamer Übereinstimmungen läßt sich die Frage nicht unbedingt bejahen. Vor allem unterscheidet sich der kristallinische Speessart dadurch vom Odenwald, daß er eine breite, geschlossene Schieferzone besitzt, die auf beiden Seiten von eruptiven Massen (Graniten, Eruptivgneisen) flankiert wird. Im vorderen Odenwald ist, wie wir sahen, von einer zusammenhängenden Schieferzone keine Rede mehr, nur schmale Schollen und Streifen ziehen wie stehengebliebene Mauern quer durch die mächtigen Massen der Tiefengesteine. Auch ist der herrschende Typus der Speessartschiefer ein ganz anderer, an Stelle der bunten Hornfelsarten, Graphitschiefer usw. des Odenwalds bauen hier ziemlich einförmige Glimmer- und Quarzitschiefer die Hauptmasse der Formation auf. Allerdings finden sich dazwischen auch Gesteine, die an die Schiefer der Bergstraße erinnern, aber sie bleiben auf schmale Einlagerungen beschränkt und beeinflussen das Gesamtbild in keiner Weise.

Da der Quarzitschiefer schwer verwittert, so bilden seine Rüge oft rissartig aufragende Felsen und Kuppen zwischen den weichen, vertieften Glimmerschieferstreifen. Die höchste Erhebung des Vorspeessarts, der Hahnenkamm nördlich von Aschaffenburg, verdankt ihre eigenartige Gestalt dem festen Gerippe der hier mächtig entwickelten Quarzitschiefer. Seiner be-

*) Reste der einstigen Muschelkalkbede des Odenwalds liegen im sogenannten Erbacher Graben, einer tiefen, von Michelstadt nach Erbach reichenden Vertiefung im Buntsandstein.

trächtlichen Härte wegen ist das Gestein ein begehrt, in vielen Steinbrüchen gewonnenes Material für Straßenbeschotterung.

Die Schieferzone des Speßarts setzt sich also nicht in den Odenwald fort, wohl aber scheint es die südöstlich angelagerte Eruptivmasse zu tun. Mitten in dies äußerst bunt zusammengesetzte Gebiet hinein führen die bei Aschaffenburg mündenden Täler der Aschaff und des Gailbachs. Im großen und ganzen herrscht der Granit, doch nur in beschränktem Umfang als reines Massengestein; oft geht er über in Eruptivgneis oder verschmilzt so innig mit dem von ihm durchbrochenen Schiefergebirge, daß aus der Vermischung ein scheinbar einheitlicher Felskomplex hervorgeht. Vom echten, richtungslos-körnigen Granit bis zum größtenteils sedimentären Mischgneis finden sich alle Übergänge. An manchen Stellen wechseln diese bald biotit-, bald hornblendereichen Lagen in vielfacher Wiederholung miteinander ab, im allgemeinen aber hat auf weiterem Raum eine bestimmte Felsart das Übergewicht. So ist es trotz der innigen Gesteinvermischung möglich, mehrere deutlich getrennte Zonen zu unterscheiden, und zwar zeigt sich, wenn man vom Südostrand des Vorpeßarts ausgeht, zuerst ein völlig massiger, roter, feinkörniger Biotitgranit, dann ein dunkelgrauer, teils massiger, teils schieferiger Hornblendegranit (früher Dioritgneis genannt). Letzterer ist schon kein reines Eruptivgestein mehr, sondern enthält viel aufgelösten Schieferstoff sowie Zwischenlagen von Marmor und Hornfels. Weiter nach Nordwesten zu nimmt die Vermischung überhand (Zone des „körnig-streifigen Gneises“) und daran schließt sich, die vierte Zone bildend, wieder eine größtenteils eruptive Masse, ein zumeist flaserig oder stengelig ausgebildeter Granit, den die älteren Geologen den „Hauptgneis“ des Speßarts nannten.

Einen ähnlichen Flasergranit besitzt nun auch der Odenwald. Wir dürfen ihn jedoch nicht inmitten der Granite und Hornfelse der Bergstraße suchen, sondern in der Böllsteiner Gegend östlich vom Gersprenzthal, wo eine große Verwerfung, die sogen. Obbergspalte, das kristallinische Gebirge in zwei ungleiche Teile zerlegt. Westlich von dieser scharf ausgesprochenen Grenzlinie dehnt sich bis zur Rheinebene das steil aufgerichtete, von Graniten zersprengte Schiefergebirge, ostwärts breitet sich eine flachliegende Gneisdecke aus, in der man zwei Hauptstufen unterscheiden kann: unten grobflaserigen, dunkelgrauen „Biotitgneis“,

der offenbar mit dem Flasergranit des Speßarts identisch ist und oben einen hellroten, feinkörnigen Muskwitgneis, — beide sicherlich eruptiver Entstehung. Zu oberst liegen dann noch Glimmerschiefer mit Marmorbänken. Diese Böllsteiner Gneisscholle steht dem übrigen Odenwald fremdartig gegenüber und paßt eher in den Speßart, noch besser aber ins sächsische Erzgebirge, dessen rote und graue Gneise lebhaft an die von Böllstein erinnern. Wahrscheinlich ist die ganze Scholle im Vergleich zu ihrer Umgebung stark gehoben und gehört einer viel älteren Formation an als die von den Graniten der Steinkohlenzeit umgewandelten Schiefer der Bergstraße. Dasselbe würde dann auch von der ganzen Eruptivzone des Vorpeßarts gelten.

Wir hatten den Bau dieses Gebirges bis zum „Hauptgneis“ verfolgt; daran schließt sich im Nordwesten die breitentwickelte Schieferzone (vgl. oben), und nun sollte man weiterhin nur noch Schichtgesteine erwarten; statt dessen zeigen sich aber auf der anderen Seite des Hahnenkamms, in der hügeligen Gegend um Alzenau und Michelbach, nochmals „körnig-streifige“ Mischgneise und Flasergranite. Am äußersten Nordwestrand des Vorpeßarts taucht also — jedenfalls dank einer großen Verwerfung — eine zweite, freilich viel kleinere Eruptivzone aus dem Tiefland auf.

Auch im Vorpeßart folgten den großartigen Granitdurchbrüchen zahlreiche kleine Nachschübe teils heller, teils dunkler Schmelzflüsse, wodurch es zur Bildung verschiedenartiger Eruptivgänge kam. Ist auch ihre Mannigfaltigkeit bei weitem nicht so groß wie im nahen Odenwald, so entschädigen sie uns dafür durch interessante Mineralvorkommen. In bedeutender Zahl durchsetzen grobkörnige Pegmatite den körnig-streifigen Gneis wie auch den Hornblendegranit und haben besonders dort, wo sie die eingeschlossenen Schieferlagen berühren, prächtige Granat-, Beryll-, Zyanit-, Apatit-, Turmalinkristalle usw. ausgeschieden. Heutzutage sind freilich die meisten Fundstellen ausgebeutet, und wer sich vom Mineralreichtum der Speßartpegmatite überzeugen will, tut dies am besten in der Aschaffenburg Sammlung, wo hervorragend schöne Kristallstufen ausgestellt sind. Auch die dunklen, basischen Ganggesteine unseres Gebirges, größtenteils Kerfantite (vgl. S. 172) haben sich in der mineralogischen Welt einen Namen gemacht; aus ihrer schwarzen, fast dichten Gesteinsmasse leuchten nämlich große, abgerundete Kristalle von Kalifeldspat und Quarz hervor, deren

unvermitteltes Auftreten — große Teile des Gesteins sind ganz frei davon — einen seltsamen Eindruck macht. Es handelt sich hier nicht um den gewöhnlichen Gegensatz von Grundmasse und Einsprenglingen, die auffälligen Kristalle sind vielmehr Fremdlinge, die sich der dunkle Schmelzfluß beim Durchbrechen der Erdschichten einverleibt hat. Wahrscheinlich hat G. Klemm mit der Vermutung recht, daß sie aus den Pegmatiten stammen. Den älteren Geologen kann man es nicht verdenken, daß sie die merkwürdige Erscheinung anders deuteten und in dem Gestein einen ganz neuen Typus erblickten, dem der Name *Ajschafsit* (eine noch heute viel gebrauchte Bezeichnung) verliehen wurde. Wer diese einschlußreichen Kerfantenite näher studieren möchte, findet beim Dorf Gailbach (etwa eine Stunde südwestlich von Aischaffenburg) große Steinbrüche, in denen er die prächtigsten Belegstücke sammeln kann.

Der Hochspeessart ist von alters her bekannt als unergründliches, unwegsames Waldgebirge, in dessen Tiefen sich wohl die Hälfte aller deutschen Räuberromane abspielt. Raub wurde hier in früheren Zeiten nicht nur an Menschen- und Warenzügen, sondern in noch ausgedehnterem Maße am Wald selbst begangen, vor allem in der Nähe der zum Glück ziemlich dünn gesäten Ortschaften, wo man die herrlichen uralten Buchen- und Eichenbestände von Grund aus verwüstete, so daß jetzt auf dem ausgetrockneten Sandboden nur noch Nadelholz gedeiht. Tiefer im Innern birgt jedoch das Gebirge noch ausgedehnte Laubwälder, die sich an Schönheit mit jeder Waldung Deutschlands messen können. Hier hat sich in dem ursprünglich unfruchtbaren Boden durch jahrtausendelangen Holz- und Laubfall soviel Humus bilden können, daß der Sand zu einem

vortrefflichen Waldboden geworden ist. Wird aber eine Stelle durch Kahlschlag entblößt, so genügt ein heißer Sommer, um den Grund auszutrocknen, und dann kommt fortan nur noch Kiefernfaat auf. Im Speessarter Buntsandstein sind alle drei Abteilungen gut entwickelt. Die untere beginnt mit lebhaft roten, bald tonigen, bald sandigen Schiefen, den sogenannten Leberschiefen; darüber liegt in festen Bänken der weiße bis blaßrote, einen ausgezeichneten Baustein liefernde Heigenbrückener Sandstein. Weiter oben folgt als Mittelglied der mächtige, vorherrschend rote Hauptbuntsandstein mit einem unendlichen Wechsel harter und weicher, sandiger, toniger, fein- und grobkörniger Lagen. Nur die Konglomerate spielen hier eine noch unbedeutendere Rolle als im Odenwald, woraus sich die außerordentliche Seltenheit aller Felsbildungen erklärt. Gewisse ganz hellfarbige Sandsteine mit groben Kieselgeröllen, die als oberste Decke auf den Höhen vieler Speessartberge liegen, scheinen das Hauptkonglomerat zu vertreten. Noch jüngere Schichten, also Glieder der obersten Abteilung, zeigen sich hauptsächlich im südöstlichen Teile des Gebirges, zwischen Stadtprozelten und Rotenfels. Sie zerfallen ihrerseits wieder in zwei verschiedenartige Stufen. Unten sind es weiße und rote, in großen Platten brechende, als Baumaterial sehr brauchbare Sandsteine, auf deren Schichtflächen die riesigen Amphibien der Triaszeit ihre Fußspuren hinterlassen haben (Abb. 14, S. 24); oben lebhaft rote, oft grüngestreifte Schiefertone mit Knollen von gelbem Dolomit.

Jenseits des Mains verschwindet der Buntsandstein bald unter der ausgedehnten fränkischen Muschelkalkplatte, von der im nächsten Kapitel die Rede sein wird.

Viertes Kapitel. Die schwäbisch-fränkische Landstufe.

Wenn es wahr ist, daß Schwarzwald und Odenwald ihren heutigen Gebirgscharakter einer in der Tertiärzeit erfolgten Hebung verdanken, so kann man die östlich sich anschließende schwäbisch-fränkische Landschaft als den stehenden gebliebenen Teil der ursprünglichen, alttertiären Landoberfläche auffassen. Zwischen gehobenem und nichtgehobenem Gebiet besteht jedoch keine scharfe Grenze, sondern es schaltet sich hier eine Übergangszone von treppenförmigem Bau ein, die über zahlreiche, stets in

gleichem Sinne wiederholte Verwerfungen allmählich zu den Höhen des Gebirges emporführt. Die Treppenbrüche haben also diesen Landstrich in eine Anzahl gleichlaufender Streifen zerlegt, von denen stets der westlichere, dem Schwarzwald näher gelegene, stärker gehoben ist als der vorhergehende. Aus diesem eigenartigen Bau erklärt sich die scheinbar umgekehrte Lagerung der Formationen am schwäbischen Gebirgsabhang, wo der geologisch zu oberst liegende Keuper die Niederungen einnimmt, wäh-

rend der geologisch tiefere Muschelkalk die Vorhügelzone aufbaut und der noch tiefere Buntsandstein die eigentliche Bergregion beherrscht (vgl. das Profil, Abb. 157).

Im Gegensatz zu der hier entwickelten Auffassung versuchten die meisten älteren Geologen, die Entstehung dieser Höhenunterschiede auf umfassende Senkungen zurückzuführen. Der große Wiener Geologe E. Sueß, bekanntlich ein erklärter Gegner der Hebungstheorie,^{*)} verglich das ganze schwäbisch-fränkische Trias- und Juraland mit der eingebrochenen Eisdecke eines entwässerten Teiches. Nach Sueß waren die Rollen gerade umgekehrt verteilt, als der oben wiedergegebenen Auffassung entspricht; Schwarzwald, Odenwald und die übrigen Randgebirge stellen den ruhenden, unerschütterlichen Teil der Erdrinde dar, sind mit anderen Worten stehengebliebene Horste, während das im Osten gelegene Trias- und Juraland eine gewaltige Senkung erfahren hat.

dessen längste, westliche Seite am Fuß der rechtsrheinischen Gebirge (Schwarzwald, Odenwald, Spessart) verläuft. Auch im Osten, wo sich die kürzeste Seite befindet, grenzt das Trias- und Juraland an uralte Gebirgstrümpfe: bayerisch-böhmischen Wald, Fichtelgebirge, Frankenwald. Ganz anders jedoch im Süden; hier bricht das Weißjuraplateau der Alb plötzlich über dem Donautal ab, jede Spur eines abgrenzenden Gebirgswalles fehlt, und auf der anderen Seite des Stromes dehnt sich, soweit der Blick reicht, ein aus ganz jugendlichen Ablagerungen aufgebautes Hügelland. Es ist das ausgefüllte, zugeschüttete Becken des einst zwischen Alpen und Juraplateau wogenden Molassemeers, ehemals eine tiefe, muldenartige Versenkung, heute das allmählich gen Süden ansteigende „Vorland“ des Hochgebirges.

Rufen wir uns nun die Geschichte dieser Landschaft ins Gedächtnis zurück (vgl. S. 98)! Noch im älteren Oligozän gehörte die bayerische

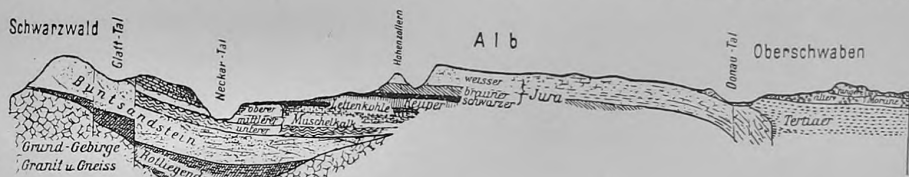


Abb. 157. Profil durch Württemberg vom Schwarzwald bis Oberschwaben.

Ursache dieser Senkung war das Nachgeben des tieferen Untergrundes, der allmähliche Zusammenbruch der Erdkruste, herbeigeführt durch die unaufhaltsam fortschreitende Schrumpfung des Erdinnern. Wie die Eisdecke eines Teiches, dessen Wasser abgelassen wird, in sich zusammenfällt, so hatten auch die Trias- und Juralandsen keinen Halt mehr, als ihre Unterlage schwand. Nicht etwa im Niveau der schwäbisch-fränkischen Alb haben wir die alte Erdoberfläche zu suchen, sondern hoch über den inzwischen durch Abtragung erniedrigten Rändern des Schwarzwaldes und der Vogesen.

Soweit die Senkungstheorie. Gibt es auch nur wenige Geologen, die sie in vollem Umfang aufrecht erhalten, so ist es doch noch allgemein üblich, von einem „schwäbisch-fränkischen Senkungsfeld“ zu sprechen. Wir wollen uns nun einmal die Grenzen dieser angeblichen Versenkung etwas näher ansehen. Im großen und ganzen hat sie die Gestalt eines nach Südwesten spitz ausgezogenen Dreiecks,

Hochfläche dem damaligen mitteleuropäischen Festland an, und zwar ist es, wie wir sahen, aus mancherlei Gründen wahrscheinlich, daß sie aus einem kristallinischen Kern, dem jogen. vindelizischen Urgebirge, und einem jüngeren, hauptsächlich jurassischen Deckgebirge zusammengesetzt war. Ob die damalige Juradecke das gesamte Alpenvorland überzog, oder ob im Süden kristallinische Bergketten daraus hervorragten, können wir heutzutage nicht mehr feststellen, sicherlich aber erstreckte sich ursprünglich die Formation der schwäbisch-fränkischen Alb ein beträchtliches Stück über das heutige Donautal hinaus nach Süden. Um die Mitte der Oligozänzeit brach dann über das vindelizische Urgebirge die uns bekannte, folgenreichere Katastrophe herein; es versank mit samt seiner Jurakappe in die Tiefe, und von Osten wie von Westen her ergossen sich die Wassermassen des Ozeans in die weit aufklaffende, dem Rheingraben vergleichbare Spalte.

So kommt es, daß die schwäbisch-fränkische Alb heute an einem großen Bruche endet, der

^{*)} Vgl. Bd. I, S. 195 und 208.

sich vom Hegau über Ulm bis Regensburg und, wie wir später sehen werden, weiter bis Passau und St. Pölten in Österreich verfolgen läßt. Genau genommen, ist es falsch, von einem einzigen Bruch zu reden, den man sich leicht wie eine messerscharfe Linie vorstellt; es handelt sich vielmehr hier wie in ähnlichen Fällen um eine Bruchzone, d. h. um einen verhältnismäßig breiten Landstreifen, auf dem die Juraschichten allmählich und stoffelförmig, mit zahlreichen Verwerfungen, zur Tiefe absinken. Doch hat sich die Bezeichnung Donaubruch vollkommen eingebürgert. Von Sigmaringen an, wo sie aus dem Ralfgebirge hervortritt, hat nämlich die Donau ihr Bett in diesem zerrütteten Streifen der Erdkruste eingegraben und fließt, oft dicht am steilen Rand des stehengebliebenen Gebirgslügels, der ungarischen Ebene zu; nur das westliche Ende des großen Bruchs zwischen Sigmaringen und Schaffhausen entbehrt eines durchlaufenden Flußtals.

Versuchen wir nun, die schwäbisch-fränkische Landschaft zu charakterisieren, so können wir sie als eine breite Landstufe bezeichnen, die zwischen einer abgrundtiefen Versenkung,*) dem Molassebecken, und den hochaufergerichteten Gebirgsrümpfen des Schwarzwalds, Odenwalds, Böhmer Walds in einer mittleren Lage verblieben ist. Schwerlich wird man jedoch erwarten, daß das Zeitalter jener gewaltigen Bodenrevolutionen spurlos an unserem Gebiet vorübergegangen sei. Die starken Hebungen auf der einen, der große Zusammenbruch auf der anderen Seite pflanzten sich in Form heftiger Erschütterungen durch das ganze dazwischenliegende Tafelland fort, und so finden wir denn Jura- und Triasschichten von einem Netz verschieden gerichteter Verwerfungen durchsetzt, die das gesamte Gebiet in eine Unzahl kleiner Schollen zerlegen. Soweit aber auch die Zerspaltung des ehemaligen Juraplateaus geht, darf man sie doch nicht, wie Sueß und

andere getan haben, als Beweis einer Senkung betrachten; denn genau dieselbe Erscheinung zeigt sich in den angeblich stehen gebliebenen „Horsten“ des Schwarzwalds und der Vogesen; nur daß die Verwerfungen hier, im kristallinischen Gestein, nicht gleich so ins Auge fallen wie in den geschichteten Formationen und darum von den älteren Geologen meist übersehen wurden.

Eine Übersicht der Formationen, die auf der schwäbisch-fränkischen Landstufe zutage treten, habe ich schon in der Einleitung dieses Bandes gegeben (S. 6–8). Steigt man vom nördlichen Schwarzwald hinab ins Neckartal und wandert weiter über die Alb der Donau zu, so gelangt man, vom Buntsandstein ausgehend, in immer jüngere Formationen; Muschelfalk, Keuper, Lias, Braunjura, Weißjura, stellenweise auch das Tertiär reihen sich von West nach Ost in regelmäßiger Reihenfolge aneinander. Die gleiche Beobachtung wird ein Wanderer machen, der etwa den Odenwald zum Ausgang nimmt und, die fränkische Niederung durchquerend, zum Plateau des Frankenjuras emporsteigt, nur bedecken hier im Norden Muschelfalk und Keuper weit größere Flächen als im schwäbischen Unterland. Auch erwartet unser Wanderer noch eine besondere Überraschung, wenn er das zerklüftete, höhlenreiche Ralfgebirge der fränkischen Alb überschritten hat und in die Gegend zwischen Regensburg und Amberg gelangt; hier zeigen sich mit einemmal Schichten der in Württemberg ganz unbekannten Kreideformation, Absätze des großen Meeres der Oberkreide, das von Sachsen und Böhmen bis in diese Gegenden hinübergriff.

Wir wollen nun die Formationen samt ihren Unterstufen in einzelnen durchsprechen und beginnen mit dem

1. Muschelfalk.

Diese Schichtenreihe entstammt, wie ich bereits mehrfach hervorhob, jenem Abschnitt der Triaszeit, in dem das Meer endgültig die Buntsandsteinwüste verdrängt hatte und Herr über den größten Teil Deutschlands geworden war. Aber das Meer blieb flach und trocknete zeitweise fast aus, so daß sich in den zurückbleibenden Lachen und Strandseen Steinsalz und Anhydrit abscheiden konnten.

Die ursprünglich in einem Niveau liegenden Absätze des Muschelfalkmeeres steigen jetzt im südlichen Schwaben, bei Sulz, Rottweil usw., bis zu Höhen von fast 800 m auf, während schon bei Heilbronn und Hall ganz die-

*) Wer etwa denkt, Diluvium und Molasse bildeten auf der schwäbisch-bairischen Hochebene nur eine verhältnismäßig dünne Oberflächenschicht, unter der in der Tiefe bald der abgesunkene Jura folge, der sei auf eine Tiefbohrung aufmerksam gemacht, die auch R. Lepsius in seiner „Geologie von Deutschland“ erwähnt. Bei Ochsenhausen, 35 km südlich von Ulm, wurde im Jahre 1902 ein Bohrloch niedergebracht, das eine Tiefe von 738 m unter der Erdoberfläche erreichte und dabei vom höchsten Punkt bis zum tiefsten nichts anderes durchlief als Molassschichten! Die Tiefe des Beckens mag also in dieser Gegend rund 800 m vielleicht aber auch noch bedeutend mehr betragen.

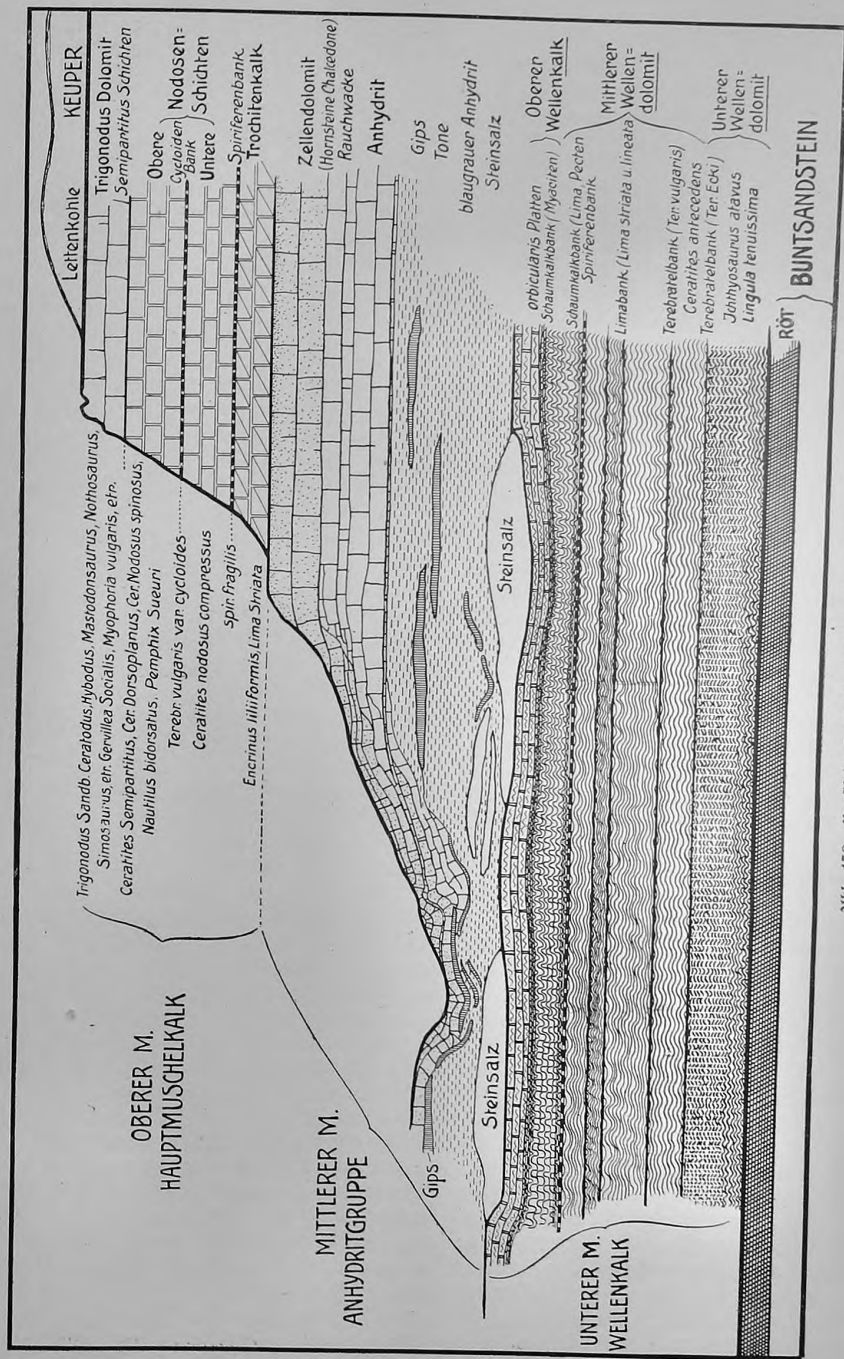


Abb. 158. Profil durch den schwäbischen Kupferkalf.
(Nach einer Zeichnung von S. Hollenberg.)

selben Schichten mehrere hundert Meter tiefer lagern. Letztere Gegend, weitab vom Schwarzwald, vor der Kraichgauer Senke gelegen, entbehrt eben der Treppenbrüche, an denen der Muschelfalk des Südens streifenweise emporgepreßt wurde (vgl. oben). Demzufolge waltet im Norden die „natürliche“, regelmäßige Lagerung; man wandert nicht, wie in der Stuttgarter Gegend, vom Keuper in den Muschelfalk hinauf, sondern umgekehrt, d. h. der Muschelfalk beherrscht die zumeist recht fruchtbaren Niederungen (Hohenloher Ebene, Taubergrund), und darüber erhebt sich der Keuper in Gestalt reichbewaldeter Höhenzüge (Löwensteiner und Ellwanger Berge, Franzenhöhe, Steigerwald).

Überall in Deutschland unterscheiden die Geologen folgende drei Abteilungen der Formation: 1. den unteren Muschelfalk oder Wellenfalk, 2. den mittleren Muschelfalk oder die Anhydritgruppe, 3. den oberen oder Hauptmuschelfalk (auch Friedrichshaller Kalk genannt). Diese drei Stufen sind aber keineswegs in ganz Deutschland übereinstimmend entwickelt. Nördlich von der Mainlinie bildet der Wellenfalk das mächtigste und widerstandsfähigste, oft wandartig aufsteigende Glied der Formation, während die obere Abteilung dagegen sehr zurücktritt. Nach Süden zu stellt sich allmählich das umgekehrte Verhältnis her: der Wellenfalk schrumpft zusammen, büßt seine Wetterfestigkeit mehr und mehr ein, und die führende Rolle fällt dem immer stärker werdenden Hauptmuschelfalk zu, den hier überall hohe, steile und steinige Gehänge kennzeichnen.

Der Wellenfalk hat seinen Namen von der welligen, mit Runzeln und Wülsten bedeckten Oberfläche seiner Schichtplatten. Im württembergischen Schwarzwald beginnt er mit einem 6 m mächtigen, gelben Dolomit, der einige versteinerte Brachiopoden (*Lingula*, *Discites*), ferner die bekannte Muschel *Myophoria vulgaris* (Abb. 144) sowie in den oberen Lagen viele Stielglieder der Seelilie *Enerinus* enthält. Bei Freudenstadt liegt dieser „Wellendolomit“ unmittelbar auf dem glimmerreichen „Plattensandstein“, mit dem die Buntsandsteinformation dieser Gegend abschließt. Darüber folgt erst der eigentliche Wellenfalk, ausgebildet als grauer Mergelschiefer mit eingeschalteten Dolomit- und Kalkbänken, die zum Teil außerordentlich fossilreich sind. Vier von ihnen verdienen besonderes Interesse: 1. Die untere Terebratelenbank, eine mit Millionen Exemplaren von *Terebratula Ecki* erfüllte Zwischenlage, in der auch ein kleiner

Ammonit, die glatte, scheibenförmige *Beneckeia Buchi* (Tafel IV, 3) verhältnismäßig oft vorkommt. — 2. Die *Mazitenbank*, im Volksmund *Burstelbank* genannt wegen der gekrümmten, bald schlangen-, bald hufeisenförmigen Wülste, die sich in großer Zahl auf den Schichtflächen zeigen. Früher hielt man diese oft recht auffälligen Gebilde für wirkliche Fossilien und deutete sie z. B. als versteinerte Hornschwämme, neuerdings setzt sich jedoch mehr und mehr die Auffassung durch, daß sie ins Reich der unorganischen Natur gehören, — wie man sich ihre Entstehung zu denken hat, ist freilich noch nicht befriedigend erklärt.

Außer diesen „Pseudofossilien“ birgt die *Mazitenbank* eine bedeutende Menge unzweifelhaft echter organischer Reste, z. B. die dünn-schalige, vorn und hinten kassende Muschel *Homomya* (*Myacites*) *Alberti*, eine Verwandte der *Panopaea* (vgl. Tafel III, 3), ferner *Ger-villia socialis* (Taf. IV, 2), die gestreifte *Lima lineata*, die wie ein dreieckiges Mützchen aussehende *Myophoria cardisoides*, die Turmschnecke *Loxonema obsoletum* und als Seltenheit auch schon einen Angehörigen der Zeratitengattung, die im jüngeren Muschelfalk so vortrefflich gedieh, den *Ceratites antecessens*.

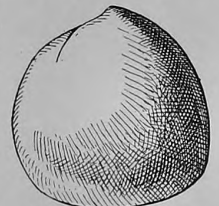


Abb. 159. *Myophoria orbicularis* B.

Gute Fundplätze bietet die Umgebung von Freudenstadt, namentlich sind es die kahlen, lehmigen Halden bei Dornstetten, Glatten und Dietersweiler, auf denen man mit leichter Mühe hübsche Exemplare der genannten Versteinerungen sammeln kann.

Aufwärts folgt dann 3. die obere Terebratelenbank mit Ummengen von *Terebratula vulgaris* (Tafel IV, 1), und 4. die *Spiriferenbank* mit den beiden Arten *Spiriferina fragilis* (Taf. IV, 5) und *hirsuta*.

Den Abschluß des Wellenfalks nach oben bilden endlich 5. die fast ganz mergeligen *Dreiecksschichten*, benannt nach dem Hauptleitsfossil dieses Horizontes, *Myophoria orbicularis* (Abb. 159). Zu erwähnen ist noch als häufige, in verschiedenen Horizonten vorkommende Versteinerung die Kamm-Muschel, *Pecten discites* (IV, 6). In den obersten Lagen des Schwarzwälder Wellenfalks hat sich oft Bleiglanz abgeschieden, der mitunter die Hohlräume der versteinerten Schattiere ausfüllt.

Ozeans hat sich in das abgeschlossene Becken, wo die Lebensbedingungen wesentlich ungünstiger waren, hineingewagt. So sind von dem großen, mannigfaltigen Heer der triadischen Südmere ammoniten, deren Zahl sich jahraus, jahrein durch neue Entdeckungen erhöht, nur die Zeratiten und einige nahverwandte Gattungen zu uns herübergekommen. Alle Formen jedoch, die sich den besonderen Verhältnissen des Muschelfalkbeckens anzupassen vermochten, — sie mußten sich hier vor allen Dingen an einen anderen Salzgehalt, auch wohl zum Teil an andere Nahrung gewöhnen, daneben kommt die abweichende Beschaffenheit des Grundschlammes in Betracht, — alle solche Formen hatten den Vorteil, daß sie in ihren neuen Wohnsitzen von der Konkurrenz zahlreicher, ihnen ähnlicher Tierarten befreit waren; demgemäß gediehen sie aufs beste und entwickelten an besonders günstigen Standorten eine fast unheimliche Fruchtbarkeit.

Aus dem Südmere stammte auch der große, weitrabelförmige *Nautilus bidorsatus* (Taf. IV, 8a), dessen Schalen im Hauptmuschelfalk ziemlich oft gefunden werden. Die Gattung lebt bekanntlich im heutigen Perlboot des Indischen Ozeans fort (vgl. Bd. I, S. 29). Dieses Tier, über dessen Lebensweise wenig Zuverlässiges bekannt ist, besitzt ungewöhnlich kräftige Riefer, die im wesentlichen aus einer dunklen Hornmasse bestehen, nur die Spitzen sind verkalkt. Solche Riefer waren auch den fossilen *Nautilus*-arten zu eigen; da aber die hornigen Teile nach dem Tode der Tiere rasch vergingen, wurden die kalkigen Enden herausgelöst und für sich allein im Schlamm eingebettet. Rieferspitzen unseres *Nautilus bidorsatus* gehören im Muschelfalk zu den häufigeren Funden; ihres isolierten Vorkommens wegen hielt man sie früher für ganz eigenartige, rätselhafte Organismen und gab ihnen selbständige Gattungsnamen (*Rhyncholithes* Taf. IV, 8c; *Conorhynchus* ebendort, 8b).

Bevor wir uns der nächsthöheren Formation, dem Keuper, zuwenden, wollen wir noch einen Abstecher nach Franken machen und zusehen, ob uns der dortige Muschelfalk vielleicht etwas Neues bietet. Ganz verschieden sind ja, worauf ich schon hinwies, die topographischen Verhältnisse. Im eigentlichen Schwaben lehnt sich der Muschelfalk an den Nabhhang des Schwarzwalds und gehört zum großen Teil noch mit zu diesem Gebirge; außerdem wird er in den tiefeingeschnittenen Tälern des Neckars, der Enz,

Murr usw., unter der Keuperdecke sichtbar. In Franken breitet sich dagegen die Formation über jene weiten, fruchtbaren Ebenen aus, die von den Ufern der Jagst und des Kochers über das „Bauland“ und den Taubergrund bis in die Würzburger und Schweinfurter Gegend reichen. Es beginnt diese fränkische Muschelfalkplatte noch auf würtembergischem Boden, bedeckt ein kleines Stück des nördlichen Baden und zieht dann durch das bayerische Unterfranken bis in die thüringischen Gauen.

Plattenförmiger Schichtenbau und wagrechte Lagerung verleihen dem Landstrich einen ausgesprochen ebenen Charakter; nur die Flüsse, vor allem der Main, haben tiefe Räden in das einformige Plateau gerissen. Die breiten, abgeplatteten Kalkrücken sind unten zumeist kahl und steinig, an den steilen Gehängen tritt der nackte Fels hervor, und oben auf der Hochfläche dehnt sich wiederum steiniges Odland aus, abgesehen von den nicht gerade umfangreichen Strecken, auf denen sich noch größere Waldungen erhalten haben. So ist es wenigstens an den Stellen, wo der Muschelfalk selbst die Plateauoberfläche bildet. Zum großen Vorteil des Landes breitet sich jedoch weithin über die obersten Muschelfalkbänke eine Decke mergeliger und sandiger Schichten aus, die zu einer schweren, außerordentlich fruchtbaren Ackererde verwirren. Sie gehören schon zum Keuper, und zwar zu seiner tiefsten Stufe, die als Lettenkohle bezeichnet wird, weil sie hier und da schwache Flöze einer durch Ton und andere Beimengungen verunreinigten Steinkohle enthält. Den Muschelfalk überlagert sie in Gestalt breiter, unregelmäßiger Streifen, die in den Formen der Landoberfläche keinerlei Veränderung bewirken und so eng mit ihrer Unterlage verwebt sind, daß manche Geologen die Lettenkohle noch beim Muschelfalk, gewissermaßen als „Anhang“, unterbringen. Sie entspricht jedoch, wie wir sehen werden, dem Beginn einer neuen, wieder vorwiegend festländischen Periode.

Der fruchtbaren, wasserführenden Deckenschicht verdankt die fränkische Platte ihre üppigen Kornfelder, ihre reichen Obst- und Gemüsegärten, doch ist's nicht überall die Lettenkohle, die so günstigen Einfluß ausübt; denn auch Pöß und lössartiger Lehm, deren Fruchtbarkeit vielleicht noch höher ist, bedecken in weiter Verbreitung die fränkischen Gefilde. Wo endlich mildes Klima und sonnige Gehänge zu-

jammenvirken, da gelingt es menschlichem Fleiß, selbst einem steinigten Untergrund köstliche Frucht abzurufen, wie der auf künstlichen Muschelfalkterrassen betriebene Weinbau der Würzburger Gegend beweist. Genießt doch der Würzburger Reizen- und Steinwein seiner edlen Eigenschaften wegen einen weit über die Grenzen seiner Heimat hinausgehenden Ruf!

In der Ausbildung des fränkischen Muschelfalks tritt deutlich eine nach Norden hin zunehmende Annäherung an den norddeutschen Typus hervor. Bis Würzburg hinauf herrscht noch die schwäbische Ausbildung mit dem mächtigen Wellendolomit an der unteren und dem Trigonoduskalk an der oberen Grenze der Formation, doch zeigen sich im Wellenkalk bereits einige schwache Bänke von Schaumkalk, der in Thüringen zu einem so bedeutamen Gliede dieser Stufe wird. Nördlich von Würzburg steigern sich die Abweichungen mehr und mehr. Der eben erwähnte Schaumkalk, ein grauer, oft ins Bräunliche spielender Stein von porösem, blasigem Gefüge, gewinnt derart an Mächtigkeit, daß er an den Gehängen des Maintals in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut werden kann; er vereinigt nämlich eine Reihe von Eigenschaften, die ihn zu einem ganz vorzüglichen Mauerstein machen, ist wetterfest, tragfähig, leicht zu bearbeiten und von verhältnismäßig geringem Gewicht. Den Sammler interessiert er durch die Menge Rhophorien, Gervillien, Kammuscheln, Terebrateln, Spiriferinen, die er führt. Die Schaumkalkbänke sind oft schon von weitem zu erkennen, weil sie schwerer verwittern als die zwischen ihnen liegenden Mergel und daher wie Gesimse an den Talwänden hervortreten. Dies ist z. B. sehr gut im Maintal zwischen Wernfeld und Weitzhöchheim zu sehen.

Die Anhydritgruppe begegnet uns auf fränkischem Boden in sehr verkümmelter Entwicklung, Steinfalzlager sind unbekannt, und selbst Gipslinsen finden sich nur an wenigen Stellen. Durch Auslaugung ist der ganze Komplex in sich zusammengesunken und nur noch wenige Meter mächtig. Der obere oder Hauptmuschelfalk unterscheidet sich vom schwäbischen durch starke Zunahme der weichen, mergeligen Zwischenschichten, daher fehlen ihm jene schroffen Felswände, welche die schwäbischen Flußtäler so romantisch gestalten. Nach E. Sandberger wäre dieser Unterschied darauf zurückzuführen, daß in Württemberg, wie überhaupt rings um den Schwarzwald, die ganze jüngere Muschelfalkzeit hindurch ein

tiefes Meer wogte, während auf fränkischem Gebiet der Grund sich abwechselnd hob und wieder senkte. So hätten vorübergehend Tiergruppen einwandern können, die auf Tiefwasser angewiesen waren, wie gewisse Seelilien, Seeigel und Spiriferinen; bald aber wären sie wieder von Seichtwassertieren (Myophoria, Gervillia, Lima, Terebratula) verdrängt worden, und auch diese hätten, wenn sich ganz seichter Schlammgrund einstellte, einer anderen aus Muschelfrebsen und Lingula tenuissima (einem Buntjandsteinfossil!) zusammengefügten Fauna weichen müssen.

Der Trigonoduskalk, im Süden das oberste Glied der Formation, verschwindet in der Gegend von Würzburg; an seine Stelle treten tonige Schichten, in denen stellenweise die Schälchen der eben erwähnten Muschelfrebsen (*Bairdia pirus*) und Blattfußkrebse (*Estheria minuta*) zu vielen Tausenden angehäuft sind.

2. Keuper.

Während der Muschelfalk eine reine Meeresbildung ist, wechseln im Keuper marine und festländische Ablagerungen miteinander ab, doch erweist sich die Hauptmasse der Formation, der in Norddeutschland stellenweise 450 m mächtige Hauptkeuper, als eine vorwiegend festländische Schichtenfolge, die teils in Flüssen, teils in Sümpfen und brackischen Seen zum Absatz gelangt ist. Auf die starke Vertiefung des süddeutschen Meeres während der Zeratitenszeit folgte also mit Beginn der Keuperperiode eine neuerliche, erhebliche Verflachung und schließlich ein umfassender Rückzug des Meeres, wodurch sich der ehemalige Seeboden in ein flumpfiges, von Flüssen durchströmtes Tiefland verwandelte.

Wie den Buntjandstein und Muschelfalk, so zerlegen die Geologen auch den Keuper in drei Abteilungen, über deren gegenseitige Abgrenzung allerdings beträchtliche Meinungsverschiedenheiten bestehen. Die unterste, deren Bekanntheit wir schon auf der fränkischen Muschelfalkplatte machten, ist der Kohlenkeuper oder die Lettenkohle; sie entspricht jener Übergangszeit, in der Land und Meer noch mit abwechselndem Glück um den Besitz weiter Landstriche kämpften, enthält daher neben echt marinen Ablagerungen (Dolomit, Mergel) auch solche, die nur festländischen Ursprungs sein können (Pflanzenjandsteine, Kohlenflöze). Über der Lettenkohle folgt als mittleres Glied der fast ganz festländische Hauptkeuper und darüber als höchste und jüngste Abteilung das

hat, eine Strandbildung, die einen abermaligen Umschwung der Verhältnisse, eine Rückkehr des Meeres, andeutet.

Obwohl der Keuper seine Hauptverbreitung in Franken hat, — er reicht hier von der Hohenloher Ebene ostwärts bis über Nürnberg hinaus und vom Albrand bei Ellwangen und Dinkelsbühl nordwärts bis in die Gegend von Roßburg, — so bietet doch gerade der schwäbische Keuper so viel Interessantes, daß wir ihm zweckmäßigerweise den Vorrang bei unserer Schilderung einräumen.

Muschelfresser, der die Strandbänke abweidete, vgl. S. 29), die gekielten, vielgestaltigen Pfästerzähne des kleinen Haijisches *Aerodus*, die halbfugeligen Zähnen des Schmelzschuppers *Colobodus*, die spitzen Kegelezähne des „Echsenfisches“ (*Saurichthys*) sind hier mit zahllosen Schuppen der verschiedensten Fische sowie mit Knochen und Zähnen der riesigen amphibischen Saurier *Nothosaurus**) und *Simosaurus* auf einer Lagerstätte zusammengeschwenmt. Von all diesen Geschöpfen erregen die *Nothosaurier* ein ganz besonderes Interesse, weil sie in



Abb. 162. Lettenkohlschichten bei Cannstatt. (Phot. v. d. Trappen.)

Abgesehen vom Schwarzwaldgebiet, wo alle jüngeren Formationen weggeschwungen sind, ruht auch in Schwaben überall die Lettenkohle als fruchtbare Deckficht auf dem Hauptmuschelfalk. Im allgemeinen ist die Grenze der beiden Formationen recht unscharf; der *Trigonodusdolomit* und die Mergel mit *Ceratites semipartitus* gehen aufwärts in sehr ähnliche Gesteinslagen über, die sich höchstens durch etwas größere Härte von ihnen unterscheiden. Indessen enthalten sie häufig ein charakteristisches Knochenbett (Bonebed), das man als Grenzhorizont zu betrachten pflegt. Die bald viereckigen, bald bohnenförmigen Zähne des seltsamen Reptils *Placodus* (wahrscheinlich ein

vielen Dingen an die Mesosaurier, die gewaltigen Meeresrechen der Jurazeit, erinnern und als deren Vorläufer betrachtet werden können. Während aber die Mesosaurier vollständig dem Wasserleben angepasst waren, hielten die Nothosaurier im allgemeinen die Mitte zwischen echten Meeresbewohnern und Landtieren; so zeigen z. B. ihre Füße, obwohl bereits zum Schwimmen eingerichtet, noch alle wesentlichen Merkmale des Gehfußes.

Über dem Knochenbett beginnt die eigentliche Lettenkohle mit einem feinen grünlichen

*) Abgebildet auf Tafel „Deutsche Trias“ des ersten Bandes.

Sandstein, der in vielen württembergischen Städten Verwendung zu Monumentalbauten gefunden hat. Von Versteinerungen führt er fast nur Pflanzen, hauptsächlich Farne, Schachtelhalme und verwandte Gewächse. Darüber liegen dunkle Schiefer und Mergel, in denen sich reichliche Überreste eines gewaltig großen Labyrinthzähners, des Mastodonsaurus giganteus, gefunden haben. Wir kennen diese Tiergruppe, die den höchst entwickelten Zweig der Stegocephalen oder Panzerturche darstellt (vgl. Bd. I, S. 52), bereits von ihren im Buntsandstein hinterlassenen, handförmigen Fährten; später soll auch des im norddeutschen Buntsandstein vorkommenden Trematosaurus

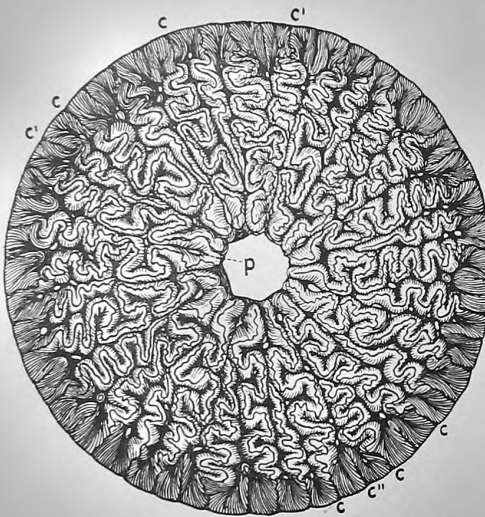


Abb. 163. Querschnitt durch einen Zahn von Mastodonsaurus Jaegeri (p Pulpa, c Zement).

gedacht werden, von dem wohl ein Teil jener Fußspuren herrührt. Sein Verwandter, der schwäbische Mastodonsaurus, hauste jedenfalls in den Schachtelhalmwäldern und Farndickichten, die sich meilenweit an den Ufern der träge dahinströmenden Flüsse erstreckten. Von allen in Deutschland gefundenen Labyrinthzähnern ist er bei weitem der größte; sein Schädel mißt allein ein volles Meter, und die gesamte Körperlänge dürfte etwa den vierfachen Betrag erreicht haben. Seiner Gesamterscheinung nach glich das Tier am ersten einem plumpen, ungefügen Krokodil, war aber schwerlich ein so behender Schwimmer wie dieses Reptil. In dem breit dreieckigen Schädel saß ein Paar gewaltig großer Augen, während die Naslöcher verhältnismäßig klein waren; den Rachen bewehrten

mehrere kräftige Fangzähne, deren Anwesenheit uns lehrt, daß diese Riesenturche gefährliche Raubtiere waren. Im Querschnitt zeigen die Zähne jene verwinkelte Faltenstruktur, der die ganze Tiergruppe den Namen „Labyrinthzähner“ verdankt (Abb. 163). Als wichtiges systematisches Kennzeichen ist noch der leierförmige Verlauf der Schleimkanäle auf der Schnauze hervorzuheben.

In der zweiten Hälfte der Lettenkohlenzeit machte das Meer einen vergeblichen Versuch, sich des schwäbischen Bodens aufs neue zu bemächtigen, das Ergebnis war jedoch nur eine vollkommene Verödung des ganzen Gebiets. Unablässig wechseln in den Profilen weiche Lettenschiefer und harte Dolomithäute, „Flammendolomite“, miteinander ab, ein Zeichen, daß sich die Tiefenverhältnisse und die Bedingungen der Sedimentbildung fortwährend änderten. Der bald mit Salzwasser bedeckte, bald versumpfte, bald ausgetrocknete Boden erlaubte weder Tieren noch Pflanzen, weder Land- noch Meeresbewohnern, sich dauernd anzusiedeln, und so muß der Anblick dieses weiten Kampflandes ein sehr öder und trauriger gewesen sein. Nur an tieferen Stellen vermochten einige zurückgekehrte Bewohner des Muschelkalkmeeres sich längere Zeit zu behaupten, im übrigen trägt die Fauna der in diesem Zeitraum abgesetzten Schichten alle Zeichen der Ver kümmerung an sich. Das Leitfossil der oben erwähnten Dolomithäute ist Myophoria Goldfussi, eine dem Leitfossil des oberen Buntsandsteins, Myophoria costata, sehr ähnliche Form.

Wie aber jede Regel ihre Ausnahme hat, so gibt es auch in der oberen Lettenkohle, und zwar nahe an der Grenze des Hauptkeupers, einen fossilreichen Horizont. Die obersten Lagen des Flammendolomits oder Zellensalks enthalten stellenweise eine Menge zusammengegewonnener Fisch- und Saurierreste, also wiederum eine Art Knochenbett, wie es schon an der unteren Grenze des Kohlenkeupers auftrat. Die schönsten Funde werden in den Steinbrüchen am Kugelberg bei Hoheneck, einem Dorf unweit Ludwigsburg, gemacht. Mancherlei Bekannte aus dem unteren Knochenbett stellen sich hier wieder ein: Nothosaurus, Simosaurus, Placodus, auch Hybodus, ein großer Hai mit starken Flossenstacheln, ist bei den Horizonten gemeinsam. Am meisten aber zeichnet sich der Hohenecker Kalk durch die Fülle und Mannigfaltigkeit der in ihm vorkommenden Barramundazähne aus (Abb. 165).

scheiden, daneben verzweigte Stengel, Blätter und Wurzelknollen. Wichtiger noch als die Riesenschachtelhalme sind für die Beurteilung der klimatischen Verhältnisse die zahlreichen *Zykadeen* oder *Sagobäume*, die in der Keuperzeit anfangen, die ältere, lediglich aus Kryptogamen zusammengesetzte Flora zu überflügeln. Ihr bekanntester Vertreter im Schilfsandstein ist das hier abgebildete *Pterophyllum Jaegeri*. Von der heutigen „Friedenspalme“,*) einer in Ostasien weit verbreiteten, jagoliefernden Nutzpflanze, unterscheiden sich die *Pterophyllum* hauptsächlich durch den Bau der Fie-

zossils“ spielte. Diese reichhaltige Pflanzenwelt konnte unmöglich in einer Salzwüste gedeihen; wir müssen uns vielmehr vorstellen, daß zur Zeit des Schilfsandsteins die Gewässer wieder einen Abfluß nach dem Meere gefunden hatten und die Flüsse nun die oberflächlichen Bodenschichten rasch entzählten, dabei gleichzeitig auch neue Sand- und Schlamm-lagen absetzten. Auf diesem fruchtbaren Untergrund, der naturgemäß auf die Täler beschränkt war, wuchs der aus Schachtelhalmen, Sagobäumen und Farnen zusammengesetzte Urwald des mittleren Keupers empor.

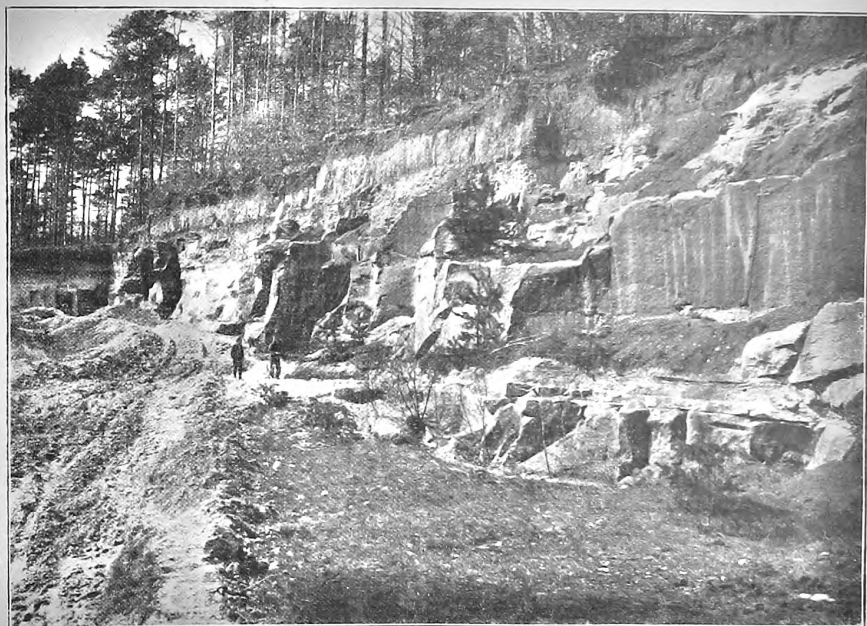


Abb. 168. Stufensandstein (Semionotus-sandstein). Kalkental bei Stuttgart. (Phot. v. d. Crappen.)

dern; diese sind bei ihnen oben und unten fast gleich breit und mit zahlreichen parallelen Nerven versehen, während die Gattung *Cycas* nur einnervige Fiedern besitzt.

Außerdem enthält der Schilfsandstein noch eine Anzahl Farne, einige wenige Koniferen und als Seltenheit noch einen Bärlappbaum, der schon damals die Rolle eines „lebenden

*) Die Sagobäume sind bekanntlich keine echten Palmen, sondern werden nur ihres Aussehens wegen oft auch „Sagopalmen“ genannt. In der Triaszeit gab es noch gar keine bedecktsamigen Blütenpflanzen, weder Mono- noch Dicotyledonen. Die ersten echten Palmen treten in der mittleren Kreidezeit auf.

Daß der Schilfsandstein eine Flußanlagerung ist, geht deutlich aus seiner Lagerung hervor; er findet sich nämlich hauptsächlich in tiefen, rinnenförmigen Furchen, die offenbar nichts anderes sind als ausgefüllte Flußtäler (vgl. Profil Abb. 164). Seiner trefflichen Eigenschaften wegen wird das Gestein an vielen Orten zu Bauzwecken gebrochen. Bedeutende Steinbrüche liegen bei Heilbronn, von wo das Material weithin verschickt wird, am Heuchelberg, auf der Feuerbacher Heide und an der Roten Wand bei Stuttgart. Zuweilen kommen auch Tierversteinerungen, Reste von Krokodilen und Labyrinthzähmern, zum Vor-

schein, so bei Hanweiler ein fast vollständiges Skelett von *Metopias diagnosticus*, das eins der wertvollsten Stücke des Stuttgarter Naturalienkabinetts ausmacht.

Die eben erwähnte „Rote Wand“, jener großartige Aufschluß im Stuttgarter Talsessel, führt uns schon zur nächsten Keuperstufe hinüber. Es ist dies die Zeit der bunten Mergel, die im wesentlichen einer Rückkehr der Salzüste entspricht. War die süddeutsche Landschaft bislang ein flaches Tiefland gewesen, so nahm sie jetzt dadurch, daß sie in der Mitte einsank, eine mehr wannenförmige Gestalt an; es bildete sich also wieder ein abflußloses Becken, dessen mittlere Teile beträchtlich unter dem Meerespiegel gelegen haben mögen, während die stehen gebliebenen Ränder vorläufig noch das Eindringen der Salzflut verhinderten. So nahm den größten Teil Süddeutschlands eine ausgedehnte Depression ein, auf der lehmige und sandige Steppen, Salz Sümpfe, brackische und stark salzige Seen



Abb. 169. *Avicula contorta*, Hauptleitfossil der rhätischen Stufe.

miteinander wechselten, kurz eine Landschaft, wie man sie heutzutage in der Umgebung des Kaspischen und Uralsees antrifft. Die in dem abflußlosen Wasserbecken entstandenen gipshaltigen Mergel überlagern als eine etwa 20 m mächtige Schichtenfolge den Schilfsandstein. Das Merkwürdigste an ihnen (dem Sammler bieten sie als Wüstenformation sehr spärliche Ausbeute) ist ihr außerordentlich buntes Aussehen; rote, violette, grüne, graublau und schwarzgraue Farben wechseln in dünnen Lagen miteinander ab und bringen auf den Anschnitten des Gebirges eine prächtige Bänderung hervor. Die Rote Wand, einer der schönsten Aufschlüsse dieser Art, ist der „Abraum“ der darunter liegenden Schilfsandsteinbrüche, die den „beliebten Stuttgarter Werkstein“ liefern (Abb. 167).

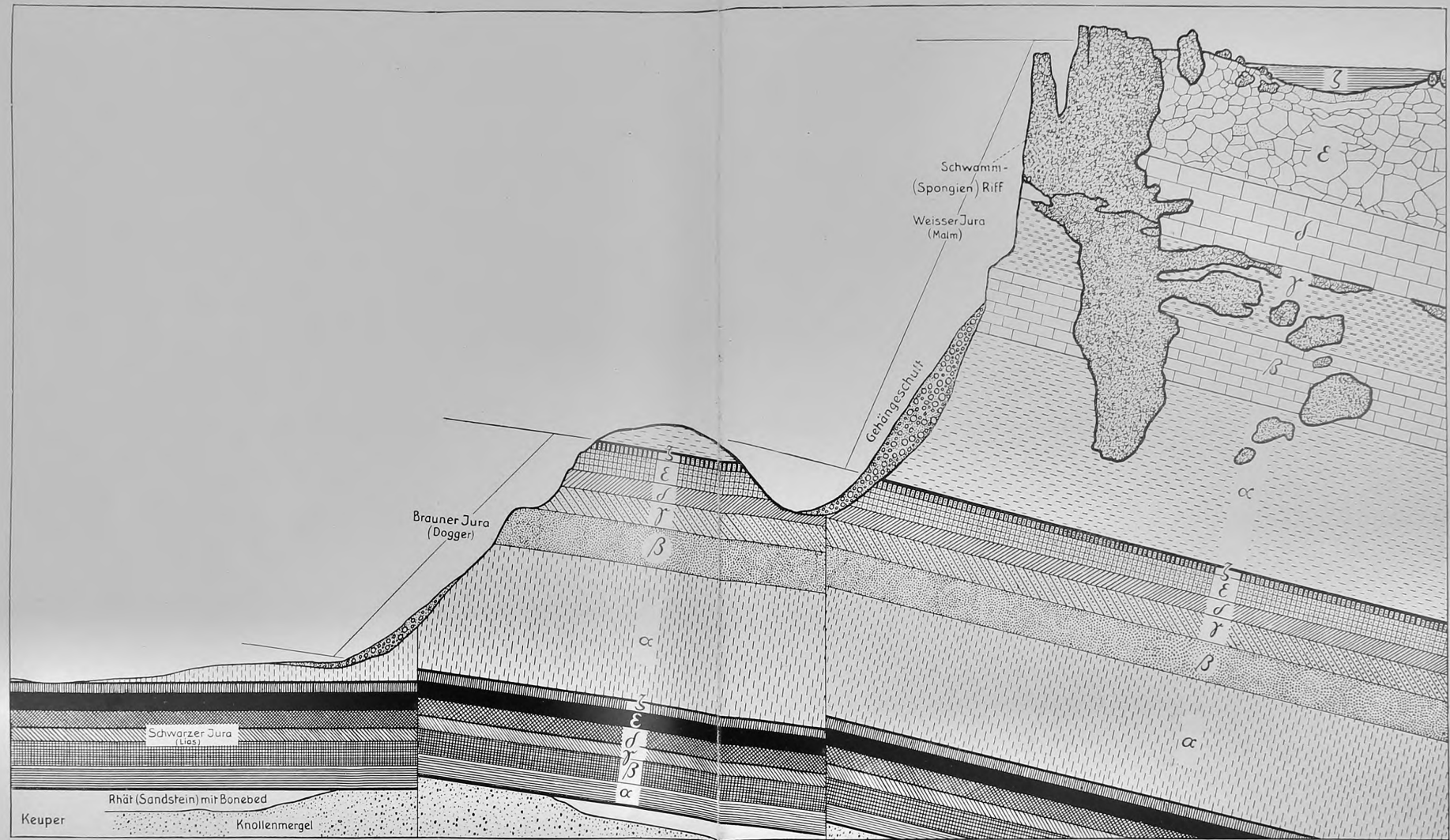
In den oberen Lagen der bunten Mergel stellen sich bereits härtere Bänke ein, steinige Mergel und weiße, grobkörnige Sandsteine mit interessanten Austerkristallen nach Rochsalz^{*)}. Dann folgt der Stubensandstein, dessen

untere Abteilung, im Volksmund *Fleins* genannt, vielfach verkalbt oder vertiefelt ist, während die höheren, weichen Schichten leicht zu lockerem Sand zerfallen, der im ganzen schwäbischen Lande als „Stubensand“ zum Zegen der vielen Verwendung findet. Daß jedoch die obere Abteilung auch schönen, festen Bau sandstein birgt, zeigen die häufigen Anbrüche dieser Keuperstufe auf den Höhen um Stuttgart; ist doch das neue Rathaus der Hauptstadt selbst aus solchem Material erbaut! E. Fraas schreibt diesen bedeutenden, stellenweise mehr als 100 m mächtigen Sandlagen eine *solische* (d. h. durch den Wind bewirkte) Entstehung zu; es sollen „fossile Dünen“ sein, die vom benachbarten vindelizischen Urgebirge abgeweht und auf die Salz Sümpfe der schwäbischen Niederung getrieben wurden. Nicht lange wird es dann gedauert haben, bis auf dem neu aufgeschütteten Untergrund die Pflanzenwelt wiederum Fuß faßte; doch waren es zumeist nur genügsame Nadelhölzer, Araukarien, die auf dem dünnen Sandboden Wälder zu bilden vermochten, den anspruchsvolleren Sagobäumen sagte der Standort nicht zu.

Was für Tiere die Araukarienwälder, die Flüsse und Landseen dieser Keuperstufe bevölkerten, das ist sehr anschaulich auf unserer, dem ersten Band beigegebenen Farbentafel „Schwäbische Landschaft zur Keuperzeit“ dargestellt (vgl. auch die Beschreibung im Text S. 43 f.). Die großen krokodilähnlichen Saurier *Belodon* und *Myristosuchus* stammen aus dem Stubensandstein, nur der alle diese Geschöpfe hoch überragende „Schwäbische Lindwurm“ oder „Schreckenssaurier“, *Zanclodon laevis*, bezeichnet einen noch höheren Horizont, die Stufe der nach ihm genannten *Zanklodon* oder *Knollenmergel*. Diese harten, lebhaft roten bis violetten Schichten werden von den schwäbischen Geologen schon zum oberen Keuper gerechnet, bilden aber eher den Abschluß des Hauptkeupers; denn erst nach ihrer Ablagerung überwand das Meer den Widerstand der schützenden Randdämme und füllte, plötzlich und gewaltsam einbrechend, die gesamte, tief unter seinem Spiegel liegende Senkung aus. Die Reste des riesenhaften Sauriers, Knochen, Wirbel, Zähne und Krallen, finden sich namentlich in den obersten, kurz vor Einbruch der Katastrophe abgesetzten Schichten der Knollenmergel.

Über dem Zanklodonlager erscheint der rhätische Sandstein, die erste Ablagerung des eingedrungenen Ozeans. Es ist dies

^{*)} Dies sind ehemalige Rochsalzkristalle, die sich am Boden einer verdampfenden Salzlake abgeschieden hatten, dann vom Schlamm bedeckt und wieder aufgelöst wurden, wobei jedoch die (jetzt mit Schlamm ausgefüllten) Kristallformen erhalten blieben.



Weißer Jura (Malm).

- | | | | |
|--------------------------------------|----|---------------------------------------|---|
| | ζ | Korallen und Dolithkalfse | Isastraea uiv. |
| ζ | ζ | Krebstscherenkalfse, Zementmergel, | Oppelia steraspis |
| | | lithograph. Schiefer | Perisphinctes ulmensis |
| Dritter Querschnittshorizont. | | | |
| | ε' | „Plumpe Felsenkalfse“, Marmore | — |
| ε | | Dolomite, „Zuckerforn“ | |
| | ε | Kalkplatten mit Korallen | wie ζ' |
| δ | δ' | Plumpe Felsenkalfse (Schwammkalfse) | Cnemidiatrum uiv. |
| | δ | geschichtete Kalfse | Ammonites mutabilis |
| Zweiter Querschnittshorizont. | | | |
| | γ' | Schwammbildungen | Tremadictyon uiv. |
| γ | γ' | Tonige Kalkbänke, Ap-
tychenmergel | Rhynchonella lacunosa |
| | | Reineckianus-Schiefer | Ammonites (Perisphinctes) polylocus
(Oppelia) tenuilobatus |
| β | β' | Schwammbildungen | Ammonites (Sutneria) Reineckianus |
| | β | geschichtete Kalfse | Ammonites (Peltoceras) bimammatus
biplex |
| Erster Querschnittshorizont. | | | |
| | a' | Schwammbildungen (Lochen) | Scyphia obliqua |
| α | a | Impressa-Mergel | Terebratula impressa |
| | | Transversarius-Bänke | Ammonites complanatus
(Peltoceras) transversarius |

Profil der Schwäbischen Alb mit Leitfossilienverzeichnis

Dogger.

- | | | |
|---|--|--|
| | Lamberti-Schichten | Ammonites (Quenstedticeras) Lamberti |
| ζ | Druckenton | " (Cosmoceras) ornatus |
| | Jason-Schichten | " Jason |
| | Macrocephalus-Dolith | Ammonites (Macrocephalites) macrocephalus |
| ε | Varians-Schichten | Rhynchonella varians |
| | Dentalenton | Dentalium Parkinsoni |
| | Parkinsoni-Dolith | Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni |
| | Bifurkaten-Dolith | Ammonites (Parkinsonia) bifurcatus |
| | Koronaten-Schicht | " (Stephanoceras) Humphriesianus |
| δ | Direcktauf | Osireia Marshi u. eduliformis |
| | Giganteuston | Belemnites giganteus |
| γ | Blane Kasse | Ammonites (Stephanoceras) Gervillei |
| | Sowerbybant | " (Sonninia) Sowerbyi |
| β | Gelbe Sandsteine und
Roteisenoolithe (v. Walen) | Pecten personatus
Ammonites (Harpoceras) Murchisonae |
| | Dalmanston | Trigonia navis |
| α | | Ammonites (Harpoceras) opalinus
(Lytoceras) torulosus |

Lias.

- | | | |
|---|-----------------------------------|--|
| | Valensis-Mergel | Ammonites (Harpoceras) aalensis- |
| | Jurensis-Kalk | " (Lytoceras) jurensis |
| ζ | Radians-Mergel | " (Harpoceras) radians |
| | Variabilis-Bänke | " (Hammatoceras) variabilis |
| | Sollensis-Schiefer | Ammonites (Hildoceras) bifrons |
| | (Leberboden) | Chondrites bollensis |
| ε | Posidonienschiefer | Posidonia Bronni |
| | Seegräs-schiefer | Algalites granulatus |
| δ | Kollentalk | Ammonites (Amaltheus) costatus |
| | Amaltheenton | " " margaritatus |
| | Davoei-Kalk | Ammonites (Deroceras) Davoei |
| γ | Numismalis-Mergel | Terebratula numismalis |
| | Cymbium-Mergel | Gryphaea cymbium |
| | Raricostalenton | Ammonites (Ophioceras) raricostatus |
| β | Oxyntonten | " (Oxyntoceras) oxyntus |
| | Turneriton | " (Arietites) obtusus = Ammonites Turneri |
| | Schiefser u. Pentacrinenbank | Pentacrinus tuberculatus |
| | Arietiten- u. Artnatentalk | Ammonites (Arietites) Bucklandi und Gryphaea arcuata |
| α | Angulaten-sandstein | Ammonites (Schlotheimia) angulatus |
| | Psilonotentalk | " (Psiloceras) planorbis |

schweiz bis nach Grenoble ein Streifen mächtiger Saumriffe, die das südlich gelegene vinelizische Festland umkränzen. Aber diese Riffe wurden nicht mehr, wie im älteren Malm, ausschließlich von Schwämmen erbaut; denn im selben Maß, wie das Meer flacher und infelreicher wurde, gewannen die früher nur vereinzelt vorkommenden Korallen mehr und mehr die Oberhand, und in den jüngsten Juraschichten Schwabens sind sie fast allein die Bildner der Riffkalke. An Formenreichtum und Farbenpracht standen die süddeutschen Jurasriffe wohl kaum den viel gerühmten „Korallen-

wächst nun das Riff, so sterben die älteren Teile ab und gehen allmählich ihrer „Korallenstruktur“ verlustig, d. h. die poröse, feinzellige Masse verwandelt sich in dichten, massigen Kalk und Dolomit. Auch die fossilen Riffe Schwabens lassen nur noch in ihren äußeren, zu oberst gelegenen Teilen das ursprüngliche zellige Gefüge erkennen, alles andere ist zu strukturlosem Felsenkalk, zu „Marmor“, „Zuckerforn“ oder Dolomit geworden. Wenig wußten wir von der reichhaltigen rissbauenden und rissbewohnenden Tierwelt dieser Stufe, wenn nicht in den obersten Schichten eine Vertiefen-



Abb. 197. Schwammfelsen am Rosenstein.

gärten“ der heutigen indischen Meere nach; sind doch aus Schwaben allein über 200 verschiedene Arten, meist aus der formenschönen Spitze der Sternkorallen bekannt. Die buschig verästelten Stöcke von *Thecosmilia trichotoma* (Taf. IX, 3), die pilzförmigen Kolonien von *Thamnastraea prolifera* (Abb. 196), die zierlichen Zellengebäude von *Isastraea helianthoides* (Taf. IX, 5), die massiven Stöcke der Stylinen verdienen besondere Aufmerksamkeit. Mitten zwischen diesen volkreichen Kolonien lebten dann noch allerhand Einzelkorallen, wie z. B. die oft gefundene kegelförmige *Montlivaultia obconica*.

Bekanntlich vermögen die Polypen nur an der Außenseite des Riffs, in nicht allzu großer Tiefe unter dem Meerespiegel, zu gedeihen;

Lung erfolgt wäre, der wir die selten schöne Erhaltung vieler Korallen und Schwämme, vieler Seeigel, Armfüßer, Muscheln, Schnecken usw. verdanken. Nach dem berühmten Fundort *Mattheim*, der fast allen deutschen Museen wahre Prachtstücke geliefert hat, werden diese fossilreichen Korallentafel als *Mattheimer Schichten* bezeichnet. Man hatte hier gar nicht nötig, die Versteinerungen aus dem harten Fels herauszuschlagen, sie lagen zusammengeschwemmt im rotbraunen Bohnerzlehm, einer Ablagerung der Gozänzeit, auf die ich später zu sprechen komme. Als jedoch der Abbau des Bohnerzes eingestellt wurde, versielen die Gruben, und die Funde wurden spärlicher.

Befreit man die vertieften Fossilien durch

vorsichtiges Ägen vom anhaftenden Kalk, so werden ihre feinsten Struktureigentümlichkeiten sichtbar. Auf diese Weise gelingt es, den inneren Bau der Kiesel- und Kalkschwämme zu enträtseln; denn auch das Skelett der letzteren, obwohl von Natur kalkig, hat hier eine Umwandlung in Kieselerde erfahren. Die starke Zunahme der Kalkschwämme im oberen Weißjura ist eine Folge der inzwischen eingetretenen Versalzung des Meeres; im Gegensatz zu den Kieselschwämmen, die tiefes oder doch mäßig tiefes Wasser bevorzugen, gedeihen die Kalkschwämme am besten in seichten Küsten-

Wo sich bei den seßhaften Seelilien der Stiel an den Kelch fügt, sitzt bei Antedon ein Knopf, umgeben von zierlichen Ranken, mit denen sich das Tier an Wasserpflanzen, Steine u. dgl. anklammert. Noch heute leben zahlreiche Arten von Antedon in den Tangwäldern des Mittelmeeres und mancher Ozeane. Von ihrer Fähigkeit, frei zu schwimmen und umherzukriechen, machen sie, wie die Beobachter versichern, nur Gebrauch, um einen bequemen Ruheplatz zu finden; denn die Nahrungsaufnahme geht bei ihnen noch ganz so vor sich wie bei den festgewachsenen Seelilien.

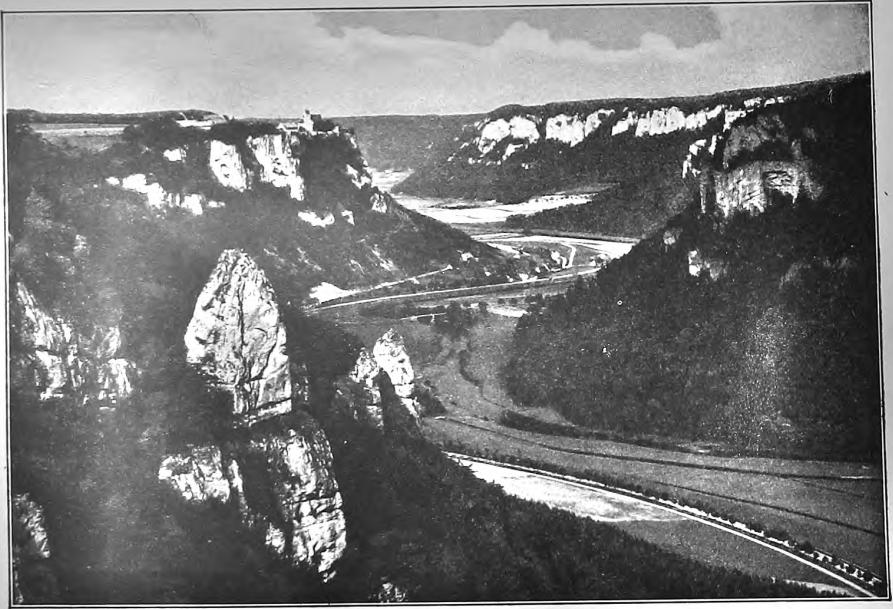


Abb. 198. Donautal. Blick auf die Burg Weranmag. (Phot. L. Schaller.)

gewässern, auf flachen unterseeischen Bänken und an den Abhängen der Riffe. In den Nattheimer Schichten sind sie hauptsächlich durch die Gattungen *Corynella* (Taf. IX, 2), *Peronidella* und *Stellispongia* vertreten.

Zu den Lieblingsstücken der schwäbischen Sammler gehören die prächtigen *Zidariten*, reguläre Seeigel, deren interessanter Bauapparat, die sogenannte Laterne des Aristoteles, dank der Verkieselung oft in tadellosem Zustand erhalten ist. Auch die Nattheimer Seelilien werden hochgeschätzt, vor allem *Antedon costatus*, einer jener *Haarsterne*, die nur in früher Jugend aufgewachsen sind, später aber sich auflösen und freie Bewegungsfähigkeit erlangen.

Sehr bezeichnend für die Nattheimer Schichten ist die Seltenheit der Ammoniten. Während es unter den übrigen Weichtieren zahlreiche Arten gibt, die sich mit Vorliebe auf Korallenriffen ansiedeln, scheinen die Ammoniten diese flachen, küstennahen Gründe durchaus gemieden zu haben, und wenn sich trotzdem hier und da vereinzelte Gehäuse finden, so stammen diese wohl ursprünglich aus tieferen Meeresbecken und wurden bei Sturmfluten in die Riffgewässer hineingetrieben.

Das Fallen der Juraschichten gegen das Donautal hat zur Folge, daß die jüngsten Ablagerungen, also Weiß- und L., vorwiegend am südöstlichen Gehänge der Abzu-

tage treten. Jene „plumpen Felsentafel“, die oft in absonderlichen Gestalten aus dem Buchengrün hervorschauen, oft als ungefüge Türme die kahlen, steinigen Halden überragen, sind durchweg umgewandelte Korallen- und Schwammbildungen. Unter den Tälern, die von der Alb zur schwäbisch-bayerischen Hochebene führen, gebührt ohne Frage dem Donautal der erste Preis. Von Tuttlingen an durchbricht der Strom in enger Rinne das Albmassiv, kolossale Felsen, mit Burgen und Ruinen gekrönt, steigen schroff aus dem Wasser auf, lauschige Grotten öffnen

sich, stürzen die Bäche über Felsbarren, wilde Schluchten, steinige Trockentäler kommen von der Albhochfläche herab und münden ins Haupttal, Höhlen, Felstürme, uralte Burgen, Klöster und Kirchen verstärken den Zauber der Romantik.

Die eigentliche Albhochfläche trägt viele Merkmale einer Karstlandschaft. In den stark zerklüfteten Felskassen und Dolomiten versinkt das gesamte Regen- und Schneewasser, daher die sprichwörtliche Wasserarmut dieses Gebiets, daher die zahlreichen Trockentäler, Erd-



Abb. 199. Hirschkelsen im Wendtal. Beispiel für Höhlenbildung im Epsilondolomit. Das Gestein ist sogenannter „Gries“, d. h. ein durch vulkanische Explosion zertrümmerter und nachträglich durch kalkhaltiges Wasser wieder zusammengebackener Gies. Vgl. Bd. I, S. 113. (Phot. Wilhelm Kieffer.)

sich am Fuß der Berge, und in tiefen Spalten verliert sich ein Teil des Donauwassers, um auf geheimnisvollen, unterirdischen Wegen dem Rhein zuzuströmen.*) Punkte wie Burg Wertheim (Abb. 198) und Wildenstein, Schloß Bronnen, Kloster Beuron, Inzigkofen Park, Sigmaringen gehören zu den schönsten Landschaftsbildern, die der schwäbische Jura aufweisen kann. Nicht minder bergen die Seitentäler der Lauchert und Lauter, der Zwiefalter und Urspringer Aach, der Schmied und Blau eine Fülle landschaftlicher Reize; schäu-

fälle, Spalten und Höhlen im Innern des Gebirges. Erst im Horizont der tiefliegenden Aptychenmergel und Gammamergel sammelt sich das Wasser, hier brechen dann reichliche Quellen hervor. Daß aber all die prächtigen, von den Albwanderern gern aufgesuchten Höhlen nichts anderes sein sollen als Spalten, die das Wasser im Lauf der Jahrtausende auslaugt und zu mächtigen Hallen erweitert, das dürfte doch nicht ohne weiteres feststehen. Wie mehrere sehr angesehene Forschungsreisende berichten, finden sich auch in den „lebenden“ Korallenriffen der Gegenwart weite Höhlungen, tiefe brunnentartige Vertiefungen und Kessel, die beim Wachstum der Riffe unausgefüllt geblieben sind. Wa-

*) Über die Donauversickerung siehe Bd. I, S. 264 ff.

rum sollten die Korallenbauten der Jurazeit frei von solchen Lücken gewesen sein? Müssen wir auch zugeben, daß in jedem Fall das Wasser viel zur Ausgestaltung der Abhöhlen beigetragen hat, so dürfte doch manch prächtiger unterirdischer Dom und Saal seiner Anlage nach auf eine schon im ursprünglichen Riff vorhandene Höhlung zurückgehen.

MaIm ζ. Zur selben Zeit, als die obersten Stockwerke der Korallenbauten entstanden, kam es in den stillen Buchten und Lagunen, die sich zwischen und hinter den Riffen ausbreiteten, zu Niederschlägen von Ton und Kalkschwamm. Diese meist scharf geschichteten Zetagesteine bergen eine von der gleichzeitigen Riffauna grundverschiedene Tierwelt, sie stellen die der Epsilonstufe entsprechende geschichtete Fazies dar. Schon Q u e n s t e d t hat die Lagerungsverhältnisse sehr treffend geschildert. „Die älteren plumpen Felsen (Epsilonriffe) ragen hoch wie altes Mauerwerk über die horizontalen wasserhaltigen und fruchtbaren Schichten (Zeta) empor, ja auf dem Heuberge kommt es einem oft vor, als wäre die plumpe Felsenmasse in lauter kleine Seebecken zerschnitten gewesen, auf deren Grunde sich der bituminöse Kalk abgelagert hätte.“ Seitdem haben G ü m b e l, S c h m i e r e r, W a l t h e r u. a. bestätigt, daß alle Zetagefächten in muldenartigen Vertiefungen, in Rinnen, Tischen und Spalten der älteren Epsilonriffe liegen. Was Q u e n s t e d t als „Seebecken“ bezeichnete, sind eben die Lagunen der Koralleninseln.

In manchen dieser flachen Mulden und Buchten setzte sich ein äußerst feiner und zarter Kalkschlamm ab, das Material der berühmten S o l n h o f e r und M u s p l i n g e r P l a t t e n k a l k e. Bekannt ist die technische Bedeutung dieser Gesteine; die besten, allerdings nur bei Solnhofen und Mörsenheim vorkommenden Varietäten liefern die vortrefflichsten Lithographiesteine der Welt, während die zweite Qualität zu Dach- und Bodenplatten verarbeitet wird. Unter dem „Flinz“, wie der Techniker die brauchbaren Gesteinlagen nennt, ruht als Liegendes die sogenannte „Fäule“, eine weiße, tonige Masse, die nach W a l t h e r aus festländischem, ins Meer gewehtem Staub entstanden ist. Sie und da wird auch das Flinzlager selbst von ähnlichen, tonigen Zwischenschichten unterbrochen. Den eigentlichen Grund der Lagune kleidet wieder geschichteter Kalk aus, und dieser geht abwärts in massigen Riffdolomit über.

Von den wundervollen Fossilhöhlen der Plattenkalk wird weiter unten die Rede sein. Sehen wir uns vorläufig auf schwäbischem Boden nach anderen Ablagerungen der Zetastufe um, so stoßen wir zunächst auf die nah verwandten, ebenfalls in Lagunen entstandenen, doch weniger fein geschichteten Krebscherenkalke. Das Fossil (Taf. IX, 8), das zu dieser Benennung Anlaß gab, kommt stellenweise reichlich vor, leider aber haben sich, wie

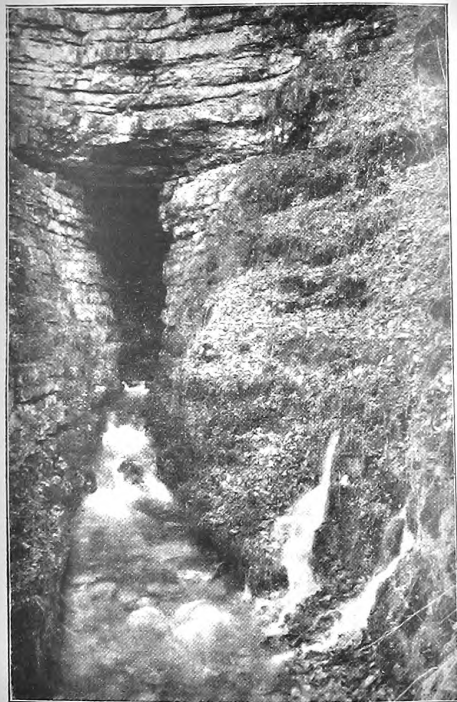


Abb. 200. Lauterquelle („Goldloch“) bei Schlattfahl. Beispiel einer Quellspalte im schwäbischen Jura. Das Gestein ist MaIm β, geschichtete Fazies.

es scheint, die zu den Scheren gehörigen Krebspanzer nirgends erhalten. Nach sonstigen Versteinerungen wird man, so weit die schwäbischen Krebscherenkalke in Betracht kommen, meist vergeblich suchen; bessere Ausbeute gewähren die entsprechenden Schichten Frankens, die neben Krebscheren oft viele kleine Muscheln und Armfüßer enthalten, darunter Leitfossilien des oberen Weißjura wie *Rhynchonella trilobata*, *Terebratula insignis* und *Astarte minima*.

Zwischen Gingen und Ulm begegnet uns am Rand des Molassebeckens eine ganz andere

Fazies der Zetastufe; hier mündete, aus dem Innern des vindelizischen Festlands kommend, ein wasserreicher Fluß, der seinen grauen Schlamm weithin über den Meeresgrund ausbreitete. Dieser Sedimentation verdankt das Land höchst wertvolle Bodenschätze, nämlich die bei Blaubeuren und am Abhang des Hochsträß in zahlreichen Steinbrüchen abgebauten Zementmergel. Eine noch jüngere Bildung, abgelagert unmittelbar am Strande des abziehenden Jurameeres, ist der wegen seiner interessanten Fisch- und Saurierzähne (*Dacosaurus*, *Oxyrhina*, *Sphaerodus*) viel aufgesuchte Brenztaloolith. Dieses prächtige Gestein, eine aus zerbrochenen Muscheln und Armfüßerschalen, aus Gliedern von Pentakriniten und Apiokriniten und aus Seeigeltüchern zusammengefügte Breccie, ist besonders schön bei Schnaitheim aufgeschlossen, wo an beiden Ufern der Brenz bedeutende Steinbrüche in Betrieb stehen.

Frankendolomit. Ebenso wie der obere Dogger in Franken zusammenschumpft (vgl. S. 237), so ist dort auch der untere Malm schwächer entwickelt als auf der schwäbischen Alb; namentlich die Impressatone (Malm α) nehmen nach Norden hin mehr und mehr ab und verschwinden endlich ganz. Dafür gewinnt der obere Weißjura (ϵ und δ) eine weit größere Bedeutung für den Aufbau des Gebirges. Während aber in Schwaben die „plumpen Felsentälte“ vorherrschen, sind es hier im Norden hauptsächlich Dolomitgesteine, die durch ihre seltsamen Verwitterungsformen das meiste zu den berühmt gewordenen Szenerien des Frankenjura beitragen.

Diesen Frankendolomit beschreibt Gumbel als „ein kristallinisch-feinkörniges, schmutzig weißes bis aschgraues, fast versteinungsleeres und oft scheinbar ungeschichtetes Gestein“, das häufig unregelmäßig geformte Hornsteinknollen in sich schließt. Manche Lagen zerfallen leicht zu Sand, andere enthalten mehr kohlen-sauren Kalk, als einem normalen Dolomit zukommt, und gehen gelegentlich selbst in echten Kalk über.*) Schichtung bemerkt man hauptsächlich in den unteren Horizonten, z. B. sehr deutlich an den steilen Felsen der Ruine Streitberg. Gleich jenseits des Rieskeffels beginnt auf dem Hahnenkamm das Machtgebiet des Frankendolomits; im Altmühltal wächst er aus den Schwammrissen der Deltastufe empor und

bildet malerische, an den grafigen Hängen hervortretende Felsgruppen; weiter nördlich, etwa von der Stelle an, wo der Zurzug sich gegen Norden wendet, baut er auf weite Strecken abschließend den felsigen Untergrund der Albhochfläche auf und überragt diese in vielen abenteuerlich geformten Klippen und Spitzen. Dolomiten verleihen, wie Gumbel sich ausdrückt,



Abb. 201. Dolomittfelsen bei Täfersfeld in der Fränkischen Schweiz.

dem fränkischen Teil der Alb das eigentlich Charakteristische seiner Bodengestaltung.

Nirgends kommt die Romantik der Dolomitlandschaft besser zur Geltung als in der viel bewunderten „Fränkischen Schweiz“, die, von der klaren Wiesent und ihren Seitenbächen durchströmt, auf engem Raum das Liebliche mit dem Erhabenen vereinigt. Ganz eigenartig wirkt der Gegensatz zwischen den anmutigen, im herrlichsten Grün prangenden Tälern

*) Über das Verhältnis von Kalkstein und Dolomit vgl. Bd. I, S. 168.

und den starren, grauen Felszinnen, die drohend auf die freundlichen Gründe herabblicken. Sehenswert vor allem ist die Gegend von Muggendorf, Pottenstein und Waischenfeld; hier, im Mittelpunkt der fränkischen Schweiz, scheint eine Felsgruppe die andere an phantastischer Gestaltung zu überbieten, hier liegt das Quaken-schloß mit seinen zackigen Mauern und seinen natürlichen Fenstern, hier der steile Fels des Adlersteins, die Riesenburg mit ihren großartigen Felsstoren, die Schlösser Gößweinstein, Pottenstein, Rabenstein, stolz hingestellt auf schroffe, die Täler beherrschende Felsgipfel, hier liegt endlich das höchst originale, mitten in ein Felslabyrinth hineingebaute Dorf Tüchersfeld (Abb. 201). Wer aber die merkwürdigsten Wunder dieser Gegend schauen will, muß in die Tiefe der Berge hinabsteigen; denn kein anderer Teil des Juragebirges birgt auf gleichem Raum so zahlreiche und berühmte Höhlen, wie die fränkische Schweiz.

Man kennt zurzeit mehr als 40 bedeutende Grotten — die Zahl der kleinen Felslöcher und Dolinen, hier „Wetterlöcher“ genannt, ist Legion —, zweifellos harren jedoch noch viele andere im Schoß der Berge der Entdeckung und Aufschließung. Ihren ausgezeichneten Ruf verdanken die Höhlen weniger den schönen Tropfsteinegebilden — in dieser Hinsicht bleiben die meisten weit zurück hinter der Adelsberger Grotte in Krain und der Hermannshöhle im Harz, nur die Sophienhöhle bei Rabenstein birgt erlesene Schönheiten — als vielmehr den ungemein reichen und wertvollen Knochenfund, von denen fast alle naturwissenschaftlichen Museen Europas Belegstücke erworben haben. Aus der Gailenreuther „Zoolithenhöhle“ schöpften schon die alten Höhlenforscher Esper, Rosenmüller, M. v. Humboldt, Cuvier und Buckland reiches Material zu ihren paläontologischen Studien. Was jedoch in hohem Grade stört, ist das Wirre, in den Höhlenablagerungen herrschende Durcheinander. Knochen der ausgestorbenen diluvialen Säugetiere Mammut, Nashorn, Ur-, Riesenhirsch, Höhlenbär liegen vermengt mit Resten der noch jetzt in Mitteleuropa heimischen Tierwelt (Schwein, Pferd, Fuchs, Luchs, Dachs, Wolf, Rothirsch, Hase usw.); dazu kommen noch Überbleibsel einer dritten Gruppe, nämlich solcher Formen, die heutzutage in entfernten, teils wärmeren, teils kälteren Gegenden leben wie z. B. Löwe, Hyäne, Renntier, Wiesel, Eisfuchs, Halsbandlemming, Biesel usw. Man sieht, die Höhlenfauna enthält recht verschiedenartige Bestandteile.

Offenbar befindet sich nur ein Teil der Fossilien im Höhlenlehm auf ursprünglicher Lagerstätte (dahin dürfen wir die ungemein zahlreichen Knochen des Höhlenbären und seiner Opfer rechnen), aber vieles andere ist wohl vom fließenden Wasser in die finsternen Klüfte geschwemmt und dann im feuchten Grunde lehm allmählich versunken. So kamen oft weit auseinanderliegenden Zeitaltern entstammende Reste in ein und dieselbe Schicht zu liegen, und dicht neben den vom Diluvialmenschen bearbeiteten Renntierknochen findet man Scherben und Münzen aus der Römerzeit oder gar Bruchstücke moderner eiserner Geräte.

Der Frankendolomit selbst führt äußerst selten Versteinerungen, am Fuß des vorhin erwähnten Adlersteins sind ihm jedoch Kalkbänke, die sogen. Engelhardtsberger Schichten, eingelagert, die wegen ihrer trefflich erhaltenen, vertieften Brachiopoden und Seeigel wohl einen Besuch verdienen. Neben den bekannten Epsilonfossilien (*Terebratula insignis*, *Cidaris elegans* usw.) kommen hier merkwürdigerweise auch einzelne Formen der unteren Schwammfazies vor, z. B. die auf Taf. IX, 10 abgebildete *Terebratula bisuffarcinata*; beiden Stufen gemeinsam ist die schöne *Cidaris coronata* (Abb. 195).

Solnhofener Schichten. So reicher Fossilien schätze sich das Schwabenland rühmen kann, in diesem Horizont muß es der fränkischen Abden Vortritt lassen. Zwar hat auch Nusslingen manch schönes Stück geliefert, z. B. zwei vollständige Skelette des interessanten Meerestrobis *Geosaurus suevicus* (Abb. 202), prächtige Krebse und seltene Seelilien, aber die wunderbarsten, in ihrer Art einzig dastehenden Funde stammen doch aus den Steinbrüchen des Altmühltals zwischen Pfalzpaint und Pappenheim. Das ungemein feine Korn der dortigen Plattenkalksteine ermöglichte eine so vollkommene Erhaltung selbst der zartesten Organismen, wie sie sich nur bei ganz wenigen anderen Gesteinen, z. B. dem miozänen Süßwasserkalk von Denzingen (S. 104) und dem eoänen Mergel des Monte Bolca bei Verona, wiederfindet. Eben dieser wunderschöne Erhaltungszustand der Fossilien hat die Fundorte des Altmühltals weltberühmt gemacht. Die Ganoidschuppen, sagt J. Walther, liegen wie beim lebenden Tier dachziegelartig übereinander, Kopfknochen und Gräten sind in ihrem natürlichen Zusammenhang geblieben, Futterfische stecken noch im Schlund größerer Räuber; lange Krebsantennen sind, bis zur Spitze erhalten, dem Kopf-

gebildete Auster *Exogyra columba* ist allen Stockwerken des Turons gemeinsam und tritt schon im Regensburger Grünsandstein auf.

Senon. Übermals Mergel und Kalkmergel mit *Inoceramus Cuvieri* (Taf. V, 9), selten gestalteten Ammoniten (*Scaphites*, *Hamites*, *Baculites*); vielen Foraminiferen, dem herzförmigen Seeigel *Micraster corangium*,*) der Auster *Gryphaea vesicularis* (Abb. 28, S. 38) usw. Auffälligerweise fehlen die sonst für das Senon so charakteristischen Belemniten (vgl. S. 37). Die letzte Ablagerung, die das Meer am Frankenjura hinterließ, ist ein gelber, kalkiger Sandstein mit zahllosen Mooskorallen, der auf der Großberger Höhe bei Regensburg zu beobachten ist. Dann entwichen die Fluten, um bis zum heutigen Tage nicht mehr zurückzukehren.

7. Das schwäbische Tertiär.

Süddeutschland war nun wieder einem breiten Kontinent angegliedert, auf dem sich gewiß mancherlei Ablagerungen gebildet haben, aber erhalten ist davon, wenigstens in unseren Gegenden, nichts als die und da ein wenig Süßwasserfauna und Bohnerz. So dürftig diese Überreste sind, haben sie uns doch stellenweise eine reiche Säugetierfauna bewahrt, die uns mit den Bewohnern jenes alttertiären Kontinentes bekannt macht. Was die Kalkmergel des Baisbergs und die Elsäßer Petrolschichten in dieser Hinsicht bieten, wurde bereits an früheren Stellen erzählt (S. 125 f.); neu sind für uns die Bohnerze, die zwar ebenfalls am Oberrhein und im Schwarzwald vorkommen, aber nirgends so interessante Fossilien beherbergen wie auf dem schwäbischen und Schweizer Jura.

Schon zur Eozänzeit war der Jurakalk annähernd so stark zerklüftet wie in der Gegenwart, und unter dem heißen und feuchten Klima machte die Zersetzung und Auflösung des Gesteins reißende Fortschritte. Was nach

Lösung der kalkigen und dolomitischen Bestandteile zurückblieb, war ein roter oder brauner, fetter Lehm, ähnlich der „Terra rossa“ der Mittelmeerländer, die und da mit Zwischenschichten von reinem Quarzsand. Diesen Verwitterungsrückstand schwenkten die Gewässer in die zahlreichen Klüfte, Trichter, Mulden und Kessel des Juragebirges, die dadurch oft bis zum Rand angefüllt wurden. Hauptsächlich in den tieferen Lagen der Füllungen findet man das Bohnerz, erbsen- bis nußgroße Kugeln von Brauneisen, die meistens von einander getrennt in der lehmigen Masse

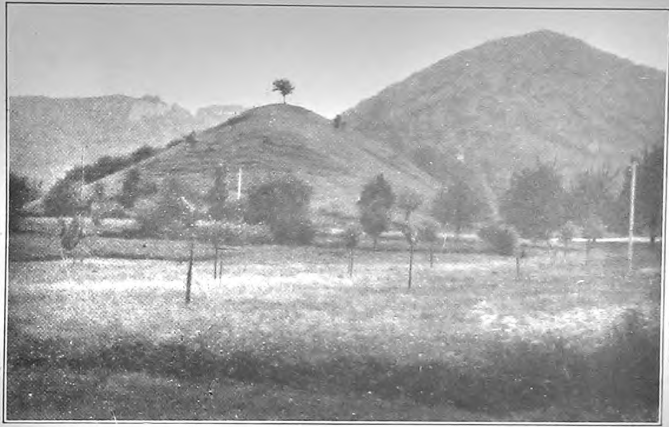


Abb. 206. Der Salverbühl bei Dettingen an der Erms, einer der zahlreichen Basaltuffregeln im Uracher Vulkangebiet. (Phot. v. d. Crappen.)

liegen, zuweilen aber auch zu Klumpen verbunden sind. Jedes Bohnerzkorn besteht, nach Art einer Zwiebel, aus zahlreichen, sich leicht von einander ablösenden Schalen; im Mittelpunkt der Kugel bemerkt man ein winziges Quarzkorn oder Tonflockchen. Die Entstehung dieser eigenartigen Gebilde birgt noch viel Rätselhaftes. Zweifellos haben sich ja die Erzbohnen aus stark eisenhaltigem Wasser niedergeschlagen — noch heute setzt sich ähnliches Erz am Grunde mancher schwedischen Seen ab — ob aber das Eisen von Quellen aus der Tiefe emporgebracht oder aus eisenreichen Schichten des Juragebirges ausgelaugt wurde, ist schwer zu entscheiden.

Mitten im Bohnerzton stecken nun die fossilen Säugetierreste, keine zusammenhängenden Skelette, aber eine Fülle wohlerhaltener Einzelknochen und Zähne. Diese stammen, da die Ausfüllung der Klüfte sich über die ganze Tertiärzeit, ja bis in die Gegenwart erstreckt hat,

*) Abgebildet auf Tafel „Verteinerungen der oberen nordeuropäischen Kreide“, Bd. I.

aus recht verschiedenen Perioden; indessen birgt ein und dieselbe Spalte fast immer nur gleichalterige Reste. Großes Aufsehen haben ein paar Zähne hervorgerufen, die den menschlichen Backenzähnen zum Verwechseln ähnlich sind und eine Zeitlang als Beweisstücke für das tertiäre Alter des Menschengeschlechts galten; sie rühren jedoch von zwei großen Menschenaffen her, dem *Anthropodus* und *Dryopithecus* (vgl. S. 134), die zur Pliozänzeit in den süddeutschen Wäldern hausten. Weit älter, nämlich obereozän bis unteroligozän, ist das Bohnerzlager von Frohnstetten bei Sigmaringen; es sind in ihm eine

und Nashorn schwanken. Unter den Paarhufern fallen die schlanken, hochbeinigen Xiphodonten auf, und ebenso hat die Familie der „Kohlentiere“ (*Anthracoherien*) ihre Vertreter. Von Raubtieren sind die Proviverren, bei denen sich die Anfänge der Reißzahnbildung zeigen, ungemein bezeichnend. Sie erreichten etwa Fuchsgröße und mögen im Aussehen den heutigen Zibetkätzchen geglichen haben. Das merkwürdigste Fundstück von Egerkingen ist jedoch der Zahn eines Riesenfaultiers, des sonst nur aus Nordamerika bekannten *Calamodon*. Den Reigen dieser primitiven Säugetiergesellschaft schließen die schlank kletternden,



Abb. 207. Basalttuff mit Weißjuratrümmern am Fuß bei Mehlingen, dem größten der schwäbischen „Vulkanembryonen“. (Phot. v. d. Crappen.)

Menge Überreste von *Palaeotherium* zum Vorschein gekommen, jenem dreizehigen, noch stark an einen Tapir erinnernden Huftier, das lange Zeit hindurch für den Ahnherrn der Pferde gehalten wurde, aber nach neueren Untersuchungen nur einen kurzlebigen Seitenzweig der Pferdefamilie darstellt. Eine Reihe anderer, ebenfalls längst ausgestorbener Paar- und Unpaarhufer begleiten bei Frohnstetten das „Alt-tier.“

Noch reicher ist die wahrscheinlich mitteleozäne Säugetierfauna aus dem Bohnerz von Egerkingen im Schweizer Jura. Neben den *Palaeotherien* und ihren Verwandten erscheint hier als Hauptleitform das *Lophiodon*, ein ganz tapirartiges Geschöpf, dessen Arten in der Größe zwischen Schwein

im Urwald von Baum zu Baum springenden Halbaffen, deren damalige Vertreter (*Adapis*) noch ein vollständigeres Gebiß besaßen als die heutigen, Madagaskar und Südafrika bewohnenden Lemuriden.

Zur Miozänzeit griff das Molassemeer auf die südöstlichen Teile der Schwäbischen Alb über und setzte hier zunächst rein marine, später brackische Schichten ab, deren Besprechung sich erübrigt, weil sie dieselben Versteinerungen bergen wie die miozäne Meeres- und Brackwassermolasse des Alpenvorlandes. Im Obermiozän gab es auf der

Alb nur noch abgeschlossene Süßwasserbecken nach Art des berühmten „Deningers Sees“ auf dem Schienerberg, dessen Fossilschätze Osvald Heer in den Stand setzten, ein wunderbar lebendiges Bild jenes mit subtropischen Wäldern bedeckten, von zahllosen Tierarten bevölkerten Landes zu entwerfen (vgl. S. 105 f.). Nur mit der höchstentwickelten Tierklasse, mit den Säugern, ist es bei Deningen schlecht bestellt, und da treten nun gewisse schwäbische Fundorte ergänzend ein. Weit aus das reichste und wichtigste Material stammt aus dem Steinheimer Becken, einem mit obermiozänen Süßwasserschichten ausgefüllten Kessel, der in jeder Beziehung den Glanzpunkt des schwäbischen Tertiärs bildet.

Es liegt dieser Kessel ein paar Kilometer westlich von Heidenheim (Brenzthal) auf der Albhochfläche und zwar etwa halbwegs zwischen den beiden großen schwäbischen Vulkangebieten, dem Ries und dem von Urach.*) Obwohl weder im Innern des Beckens noch in der Nachbarschaft das geringste von vulkanischen Gesteinen zu sehen ist, trägt die merkwürdige Einsenkung so viele Kennzeichen explosiver Entstehung zur Schau, daß an ihrer Verwandtschaft mit Krater- und Maarbildungen kaum gezweifelt werden darf. Das Steinheimer Becken ist ein Ries im kleinen oder, wie E. Fraas treffend sagt, ein Kryptovulkan, d. h. ein heimlicher Feuerberg. Während man im Ries an vielen Stellen vulkanische Auswurfsmassen, Tuffe, Schlacken und Bomben findet, ist es bei Steinheim nie zu Ausbrüchen gekommen; der Schmelzfluß hat sich begnügt, die auf ihm lastenden Juraschichten mehrere hundert Meter in die Höhe zu pressen, und ist dann als Lakkolith unter dieser Decke erstarrt. Als die glühenden Massen in höhere Erdschichten eindrangten, erfolgten vermutlich gewaltige Dampferplosionen, die das eigentliche Becken „ausbliesen“.

Die emporgepreßten Juraschichten, Reste aller möglichen Stufen vom Lias aufwärts, liegen in wirrem Durcheinander am Rande des Beckens und bauen auch den mitten in der Einsenkung aufragenden Klosterberg auf. Diesen

schluß der vulkanischen Vorgänge füllte sich nämlich der Explosionstrichter, genau wie die heutigen Eifelmaare, mit Wasser, und vom Grund des so entstandenen Sees stiegen hie und da heiße Quellen auf, die letzten Boten des in der Tiefe langsam erstarrenden Magmas. Ähnliche Erscheinungen beobachten wir ja auch im Ries, wo z. B. die mächtigen Felsen des Wallersteins (Abb. 208) aus tertiärem Sprudelfalk bestehen. Begünstigt durch die Wärme des vulkanischen Untergrundes, entwickelten sich nun im Steinheimer Becken Unmassen üppig wuchernder Armleuchteralgen (Chara), deren mit Kalk überkrustete Stengel und Früchte

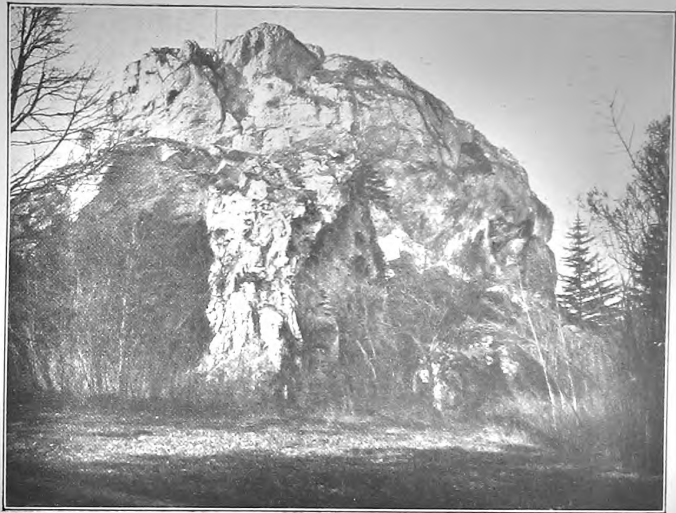


Abb. 208. Sprudelfalkfelsen bei Wallerstein im Ries. (Phot. v. d. Trappen)

alle Schichten des Beckens erfüllen. Mit diesen Algen wetteiferten an Fruchtbarkeit gewisse kleine Süßwasser Schnecken, namentlich Planorbis multiformis, die allen Naturforschern als



Abb. 209. Varietäten von Planorbis multiformis. Steinheimer Becken.

etwa 30 m hohen Hügel krönen jedoch jüngere Felsen, tertiäre Sprudelfalken, die von heißen Quellen abgesetzt wurden. Nach Ab-

klassisches Beispiel für die Veränderlichkeit der Arten bekannt ist. Einige ihrer zahlreichen, größtenteils durch Übergänge mit einander verbundenen Varietäten sind oben abgebildet. Auf's deutlichste läßt sich in den Erdschichten der allmähliche Gestaltenwechsel verfolgen; in

*) Über diese Vulkangebiete siehe Bd. I., S. 110 ff.

den unteren Lagen herrschen flache, an Dammbrettfiguren erinnernde Formen, weiter oben erlangen die mittelhohen und ganz oben die freiförmigen Schalen das Übergewicht. Letztere sind um so merkwürdiger, als doch die normale Gestalt der Planorbis eine flach-tellerförmige ist.

Die Hauptbedeutung des Steinheimer Beckens liegt in den ungemein reichhaltigen Wirbeltierfunden. Sie ergänzen aufs glücklichste die Deniger Funde und geben mit diesen zusammen ein geschlossenes Bild des jung-miozänen Tierlebens. In den Fluten des Sees

hörte. Möglicherweise haben Kohlenensäureausströmungen den Tod der Tiere verschuldet. Die Annahme, das miozäne Klima Süddeutschlands habe dem der heutigen südlichen Mittelmeerlande geglichen, erhält durch das Vorkommen dieser jetzt am Nil lebenden Vögel neue Bestätigung.

Auf dem Lande finden wir die ganze uns schon bekannte Säugetierwelt dieser Periode: von Raubtieren den Säbeltiger und den hundartigen Amphicyon sowie eine Zibettkatze; von Pflanzenfressern das dreizehige Pferd Anchitherium, mehrere Wildschweine, verschiedene



Abb. 210. Der Hohenkrähen (Phonolith) im Hegaue. (Phot. v. d. Trappen.)

tummelten sich Scharen von Süßwasserfischen, Karpfen, Schleien, Weißfische, Hechte und andere, an der Oberfläche schwammen Schildkröten und allerlei Wasservögel, die im Röhricht des Ufers nisteten. Während sonst fossile Reste von Vögeln außerordentlich selten vorkommen, (offenbar weil diese Tiere drohenden Gefahren, z. B. dem Tode des Ertrinkens, leicht ausweichen), kennen wir von Steinheim mehrere Entenarten, Ibisse, Pelikane, Reiher und Flamingos, ja, in den gleichalterigen Schichten des Riesessels haben sich sogar die Überbleibsel eines Nestes samt Eierschalen gefunden, das wahrscheinlich einem Pelikan ge-

teils plumpe, teils zierliche Nashörner, fast durchweg von der hornlosen Art; auch das Elefantengehörn Mastodon hauste schon damals in den Wäldern der Alb. Dazu gesellten sich dann noch die vielen hirschartigen Paarhufer: Dorcatherium, von dem der heutige westafrikanische Moschushirsch abstammt; Palaeomeryx, kaum kleiner als der Elch, aber geweihslos; Micromeryx, ein winziger Zwerghirsch, und endlich der prächtige Dicroceras, dessen Geweihe bei Steinheim so häufig sind, daß man daraus im Stuttgarter Naturalienkabinett eine ganze Sammlung zusammenstellen konnte, die dem Beschauer alle Entwicklungsstufen, vom jungen

Spießer bis zum vollausgewachsenen Bock vor Augen führt.

Als einen Anhang zum schwäbischen Tertiär kann man die Hegauvulkane betrachten, jene mitten aus lachenden Gefilden auftauchenden Felsgipfel, die, mit Burgen gekrönt, durch Sage und Dichtung verklärt, der ganzen Landschaft einen so wunderbaren Reiz verleihen. Daß diese Feuerberge ebenfalls zur Obermiozänzeit tätig waren, beweist das gelegentliche Vorkommen obermiozäner Versteinerungen in ihren Tuffen. Im übrigen gilt von den Hegauvulkanen dasselbe wie von denen im Kaiserstuhl

sie enthalten nämlich zahlreiche Bruchstücke, ja selbst Blöcke von Molassefandstein, Zursalf, Schwarzwaldgranit und Gneis, die das aufsteigende Magma von den Wänden seines Kanals losriß und zusammen mit Lava- und Bomben aus dem Krater schleuderte.

Mitten durch den Hegau verläuft der große Donaubruch (vgl. S. 210); ihn scheinen hier mehrere kleine nord-südlich gerichtete Spalten zu durchqueren. Wenigstens spricht die reihenförmige Anordnung der Hegauvulkane dafür, daß der Schmelzfluß solche Spalten

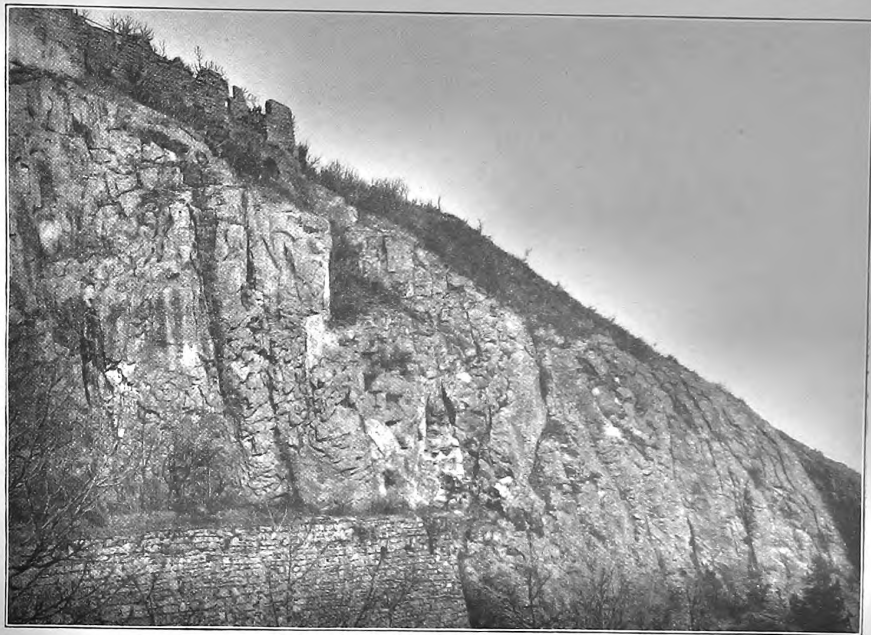


Abb. 211. Hohentwiel; große Phonolithwand. Hegau.

und Odenwald; die alten Krater sind reiflos zerstört, die Lavaströme fortgewaschen, und wo wir jetzt einen typischen Vulkankegel zu sehen glauben, handelt es sich in Wirklichkeit um den durch Erosion entblößten Kern, den „Schlot“ des Feuerberges. Immerhin tragen manche Berge noch Reste ihres ursprünglichen Tuffmantels, wie denn überhaupt die aus Asche, Steinschlacken und Bomben bestehenden Tuffe einen großen Teil des Hegaus bedecken und sich nach Süden bis auf die Abhänge des Schienerbergs bei Deningen verbreiten. Es sind diese Tuffe in geologischen Kreisen berühmt durch ihre Einschlüsse fremdartiger Gesteine;

— mögen sie nun schon vorher existiert oder sich erst beim Auftrieb des Magmas geöffnet haben — zum Durchbruch benutzt hat. Merkwürdigerweise sind aus den beiden nur wenige Kilometer von einander entfernten Hauptspalten grundverschiedene Schmelzflüsse hervorgequollen. Die Mehrzahl der Hegauvulkane verteilt sich nämlich auf zwei Hauptreihen: Eine westliche mit den Basaltgruppen Pfaffwießen, Hohentstoffeln, Hohenhöwen, Neuhöwen und Höwenegg, und eine östliche, die in scharfem Gegensatz zur ersten nur Phonolithberge enthält, Hohenträhen, Mägdeberg, Staufen, vor allem aber den stolzen, durch Schöffels Dichtung

unsterblich gewordenen Hohentwiel.*) Fehlt diesem Berg auch die typische Kegelgestalt, so wirkt er desto imposanter durch wuchtige Form

*) Über den am Hohentwiel vorkommenden Natrolith vergleiche Bd. I, S. 90.

und hohe, massige Felswände (Abb. 211). Dürster ragen die grauen Klingsteinmauern in die Lüfte, ein Denkmal jener Zeit, „da es in den Tiefen brauste und zischte und die basaltischen Massen glühend durch der Erdrinde Spalten sich ihren Weg über die Wasserpiegel bahnten“.

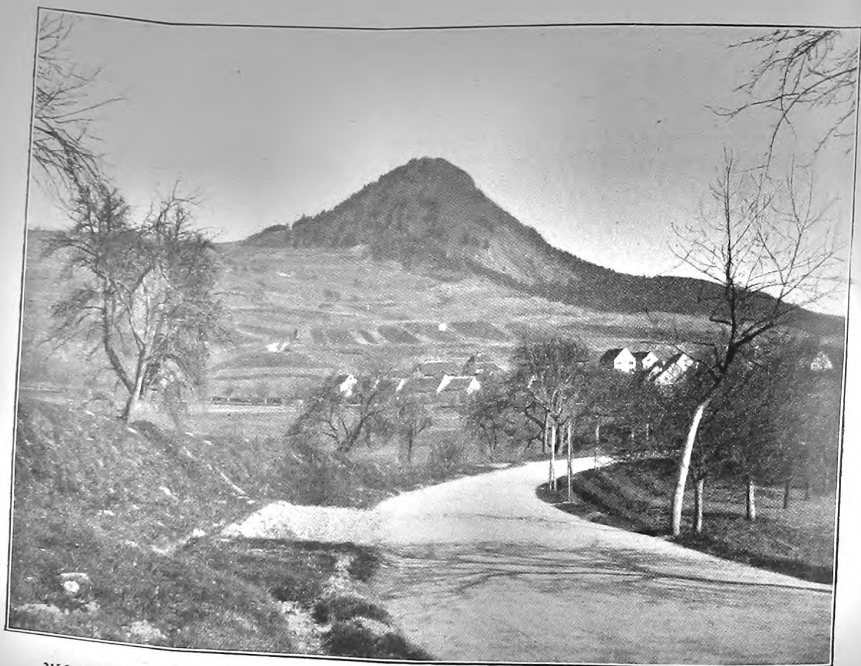


Abb. 212. Der Hohenhöwen (Basalt) mit Umgebung, von Süden gesehen. Hegau. (Phot. v. d. Trappen.)

Das rheinische Schiefergebirge und seine Umgebung *)

Erstes Kapitel. Das Saar-Nahebecken.

Den Kern des rheinischen Schiefergebirges bildet ein gewaltiges, aus devonischen Schiefer, Grauwacken und Kalksteinen aufgebautes Massiv, das wir bei früherer Gelegenheit (S. 146) als einen Teil der variszischen Außentetten erkannten. Zu den kristallinen Gebirgskernen im Süden (Schwarzwald, Vogesen, Odenwald) verhalten sich diese sedimentären Ketten gerade wie die bayrischen und österreichischen Kalkalpen zu den Granit- und Gneissmassiven der Zentralalpen.

Bekanntlich sind Zentralalpen und nördliche Kalkalpen aufs schärfste geschieden durch ein breites Längstal, das am Alpbach beginnt, anfangs von der Rosanna, später vom Inn durchflossen wird und bis an den Fuß des Riesengebirges verfolgt werden kann. Diese merkwürdige Längsfurche ist offenbar erst nach den großen alpinen Gleitungen und Deckenüberschiebungen entstanden; auf ihr oder an ihrem Rande verläuft jene kolossale Bruchlinie, an der, wie man jetzt vielfach annimmt, die von den Zentralmassiven abgeglittene Kalkalpen wieder emporgestiegen sind (vgl. Bd. I. S. 367). Eine ähnliche Längsfurche schied nun auch die kristallinische Kernzone der Steinkohlenalpen von den nördlichen Schiefer- und Kalkketten, deren ansehnlichster Rest das rheinische Schiefergebirge ist. Zwischen Hunsrück und Taunus auf der einen, Harz, Odenwald und Spessart auf der anderen Seite schiebt sich ein tiefer, mit oberkarbonischen und rotliegenden Gesteinen ausgefüllter Graben ein. Wie dieser Graben heute beschaffen ist, bis zu 50 Kilometer breit und von außerordentlicher, mehrere tausend Meter erreichender Tiefe, kann man ihn nicht mehr einem Längstal, wie es das heutige Innthal ist, an die Seite stellen; aber sein dem Streichen der Steinkohlenalpen gleichgerichteter nordöst-

licher Lauf und sein Auftreten genau an der Grenze von kristallinen und sedimentären Ketten zeigt, daß er ein ursprüngliches Glied des variszischen Gebirges ist und in der Tat aus einer dem Innthal vergleichbaren Längsfurche hervorgegangen ist. Seine gegenwärtige beträchtliche Breite hat er durch nachträgliche Einbrüche erlangt.

Nur mit großen Unterbrechungen können wir den Verlauf des Grabens durch die so stark gestörten Formationen des westlichen und mittleren Deutschlands verfolgen, da ihn Trias und Diluvium auf weite Strecken vollständig verdecken. Im Westen kommen die Füllschichten des Grabens, Oberkarbon und Rotliegendes, zuerst an der Saar zwischen Saarbrücken und Saarlouis zum Vorschein und breiten sich dann ostwärts unter starker Vorherrschaft des Rotliegenden über das ganze Saar-Nahebecken aus (vgl. S. 6). Weiterhin schafft die Rheinebene eine Unterbrechung, aber auf der anderen Seite erscheint das Rotliegende wieder am Nordrand des Odenwalds (bei Darmstadt, vgl. S. 204), am Südrand des Taunus (bei Hofheim) und in der Wetterau. Die Mittellinie des Grabens streicht also durch die Frankfurter Gegend; darum sollte man erwarten, hier, im Untergrund der Mainebene und Wetterau, die Fortsetzung der reichen Saarkohlenflöze zu finden, aber keine der zu diesem Zweck unternommenen Bohrungen hat den gewünschten Erfolg gehabt. Die großen Waldmoore des Saargebietes erstrecken sich eben nicht so weit östlich, ja, anscheinend fehlen der Frankfurter Gegend überhaupt karbonische Ablagerungen; denn die nächst jüngere Formation, die rotliegenden Sandsteine, lagern in der Wetterau und am Taunus auf abgesunkenen Devonischollen und südlich von Frankfurt sogar unmittelbar auf dem Granit des Odenwalds (Bohrung von Sprendlingen, vgl. S. 204).

Am Ostrand der Wetterau taucht das Rotliegende unter den mitteldeutschen Buntsandstein und die Lavadecken des Vogelsbergs. Stehen

*) Vor dem Studium dieses Abschnitts empfiehlt es sich, zur vorläufigen Orientierung die Kapitel „Karbon, Perm und Devon“ des ersten Bandes (S. 47–63) durchzulesen.

wir nun hier schon am Ende des Grabens? Die Fortsetzung der Streichrichtung führt uns mitten in das aus Buntsandsteinrücken und Balfaltkegeln aufgebaute heßische Bergland. Viel zu mächtig ist hier die Triasbede, als daß selbst in tief erodierten Tälern der rotliegende Untergrund sichtbar werden könnte. Aber ein paar Kilometer hinter der Werra stoßen wir auf die große Bruchlinie, an der zur Tertiärzeit die langgestreckte Scholle des Thüringer Waldes emporstieg. Durch diese Bewegung sind die rotliegenden Gesteine, die am Taunus und in der Wetterau 150–200 m über dem Meerespiegel anstehen, bis zu Höhen von 700 bis 800, ja stellenweise fast 1000 m emporgerückt, und die ursprünglich in einer tiefen Vertiefung abgesetzten Schichten bauen nun auf weite Strecken die Kämme und Gipfel des Thüringer Waldes auf. Weil hier oben die Abtragung weitaus stärker wirkte als in der tiefergelegenen Umgebung, so ist die ehemals vorhandene Trias- und Zechsteindecke nahezu spurlos von den Höhen des Thüringer Waldes verschwunden.

Auf der anderen Seite des Gebirges gewinnt jedoch die Trias wieder die Oberhand und breitet sich, alle älteren Formationen verhüllend, über das gesamte nördliche Thüringen aus. Ob weiter nordöstlich, etwa am Kyffhäuser oder bei Halle, die uralte karbonische Grabensenkung nochmals sichtbar wird, wollen wir bei späterer Gelegenheit prüfen. Vorläufig interessiert uns ja nur der westliche, an rheinische Schiefergebirge grenzende Teil des Grabens. Hier, zwischen Hunsrück, Harzt und Voßgefen, erweiterte sich die Längsfurche schon früh zu einem tiefen Becken (Saar-Nahebecken), das zur jüngeren Steinkohlenzeit das Aussehen eines mit Binnenseen und sumpfigen Wäldern bedeckten Tieflandes hatte. Aus den ungeheuren Massen vermoderter Pflanzenstoffe, die sich im Lauf vieler Jahrtausende am Grund der Seen und Sümpfe anhäuften, gingen die durch ihre große Zahl bauwürdiger Flöze ausgezeichneten Steinkohlenlager des Saarreviers hervor. Nun mußte aber ein derartiges, zwischen zwei Hochgebirgen eingesenktes Becken, wie man leicht einsieht, einer raschen Ausfüllung verfallen. Der zur Oberkarbonzeit von den benachbarten Hochländern abgespülte Schutt hat sich zu einer 4–5000 m mächtigen, aus Sandsteinen, Arkosen, Konglomeraten und Schiefertönen zusammengesetzten Schichtenfolge angehäuft. Dabei reichen selbst die tiefsten Aufschlüsse und Bohrungen nur bis zu den unteren Saarbrücker Schichten hinab, blei-

ben also noch in der mittleren Abteilung des oberen Karbons stehen;*) was für eine Formation die Unterlage der kohleführenden Schichten, also den eigentlichen Grund des Beckens bildet, konnte bislang nirgends festgestellt werden.

Um die erstaunliche Mächtigkeit der Steinkohlenschichten des Saarreviers zu erklären, müssen wir wohl annehmen, daß sich das Becken während ihrer Ablagerung noch andauernd vertieft hat. Es geschah dies vermutlich wie beim Rheingraben durch eine lange Reihe an sich wenig bedeutender, aber in kurzen Zwischenräumen wiederkehrender Einbrüche. War hier ein See zugeschüttet, so entstand dort durch plötzliches Nachgeben des Erdbodens ein neuer. Dabei mögen oft ausgedehnte Waldbestände in die Tiefe gesunken und überflutet worden sein; über dem viele Meter dicken Pflanzenmoder lagerten sich dann so lange tonige und sandige Schichten ab, bis das Wasser flach genug wurde, um das Emporkommen einer neuen Sumpflvegetation zu gestatten. Auch während der rotliegenden Zeit dauerten die Senkungen fort, wurden jedoch durch gewaltige vulkanische Ergüsse zum Teil ausgeglichen.

Die Kohlenschätze des Saarreviers sind hauptsächlich in den tieferen Horizonten, den unteren und mittleren Saarbrücker Schichten, zusammengebrängt. Es ist dies eine sehr eintönige und, abgesehen von Pflanzenresten, versteinungsarme Formation, aufgebaut aus grauen Sandsteinen, Quarzkonglomeraten und Schiefertönen. Letztere bergen hunderte von Kohlenflözen, darunter etwa 150 bauwürdige, außerdem schwache Eisenerzlager, deren wenig lohnender Abbau seit Jahrzehnten eingestellt ist. Im Osten des Reviers besteht etwa $\frac{1}{13}$, im Westen $\frac{1}{20}$ der ganzen Schichtenfolge aus reiner Steinkohle. Die Flöze sind jedoch keineswegs alle gleichwertig. Wie in anderen großen Kohlenbecken, so zeigt sich auch im Saargebiet die Erscheinung, daß die Kohle nach oben hin immer gasreicher, aber kohlenstoffärmer wird. Je mehr Sauerstoff und Wasserstoff eine Kohle enthält, desto mehr brennbare Gase entwickelt sie beim Erhitzen, und um so stärker ist dementsprechend die Flammenentwicklung. Die größten Gasmengen liefern die mit langer Flamme brennenden Gaskohlen, dann folgen die gewöhnlichen Fettkohlen, dann die halbfetten Sorten und

*) Vgl. die Formationstabelle am Schluß des ersten Bandes S. 400.

ein hoher Kaliumgehalt, der z. B. beim Hauptbrunnen in Theodorshalle 1068 mg auf 1 kg Wasser beträgt; noch andere wie die auf der Badeinsel entspringenden Viktoria- und Elisabethquellen zeichnen sich durch Lithium- und Bromführung aus. Nur wenige Quellen dürfen als Thermen bezeichnet werden, bei vielen bleibt die natürliche Temperatur erheblich unter 20 Grad Celsius.

Außer bei Kreuznach treten größere Quarzporphyrmassen hervor im obersten Nahetal südlich von Birkenfeld, in der Wolfsteiner Gegend, bei Kirchheimbolanden, vor allem aber am Donnersberg, dem vielbesuchten, höchsten Gipfel der bayrischen Pfalz. Vom Flachland nur durch niedrige Hügelzüge getrennt, bildet die breitgewölbte, am Königsstuhl 687 m erreichende Kuppe eine entzückende Fernsicht auf die weiten fruchtbaren Gaue des Rheintals. Schöne Kastanienhaine und Obstgärten umsäumen den Fuß des Berges, die Flanken bekleidet herrlicher Buchenwald, und auf der weit ausgedehnten, stellenweise kumpfigen Hochfläche erheben sich einzelne schroffe und zerklüftete Felsgruppen. Hier oben bestand schon in der Steinzeit eine Ansiedlung, später wurde die Gipfelfläche mit einem Wall umgeben, der nach aufgefundenen Münzen noch zur Römerzeit benutzt worden zu sein scheint. Die Hauptmasse des Berges besteht aus einem gelblichen bis fleischfarbenen, einpregelungsarmen Porphyr (Tonsteinporphyr), der leicht in kleine, scharfkantige Bruchstücke zerfällt und in größeren Blöcken schwer gewonnen werden kann, daher verhüllt an vielen Stellen mächtige Trümmerhaufen den felsigen Kern. Den niederen Donnersberg zwischen Imbsbach und Falkenstein durchschwärmen zahlreiche Gänge und Züge von Kieseisenstein, von Kupfer-, Silber- und Kobalterzen, die zum Teil noch im 18. Jahr-

hundert sehr reiche Erträge lieferten, jetzt aber kaum noch abgebaut werden.

Am Ende der Lebacher Stufe waren die älteren Porphyr- und Melaphyrvulkane bereits der Zerstörung durch die Atmosphären ausgesetzt. Das sehen wir z. B. an der mächtigen, aus scharfkantigen Porphyrstücken zu-



Abb. 218. Der Rheingrafenstein (Quarzporphyr) im Nahetal bei Kreuznach.
Verlag der Neuen Photographischen Gesellschaft A.-S. Berlin-Steglitz.

sammengedackenen Breccie, die sich an den Süd- und Ostfuß des Donnersbergs legt und im engen Falkensteiner Tälchen malerische Felschluchten bildet. Abgeschlossen war jedoch die Periode der Ausbrüche noch nicht, denn nur wenig später entquollen den vulkanischen Herden nochmals beträchtliche Massen basaltischer Schmelzflüsse, die sich wiederum zu weitverbreiteten Melaphyrdäcken verfestigten. Diese jüngsten Ergüsse markieren den Abschluß der Lebacher Stufe und zugleich des ganzen Unterrheintals, was ihnen die Bezeichnung „Grenzmelaphyre“ eingetragen hat. Begleitet werden sie von ihren Tuffen, den harten, grünlich-grauen Tonsteinen, häufiger von Porphyr-

und Melaphyrbreccien, Konglomeraten, Sandsteinen und roten Tonchiefern. So ergibt sich eine ziemlich bunt aufgebaute Grenzzone, die zuweilen unter dem Namen „Österner Schichten“ von der Lebacher Stufe abgetrennt wird.

Nach Ablagerung dieser Grenzschichten erstarrte die vulkanische Kraft, und was sich an rotliegenden Gesteinen noch darüber findet, ist frei von Eruptivmassen. Die Abtragung setzte jetzt in verstärktem Maße ein, alle Sandsteine und Konglomerate der Waderner Schichten (älteres Oberrotliegendes) sind erfüllt mit Melaphyr- und Porphyrgeröllen, zu denen sich reichliche Quarzitbrocken aus dem zerstörten Devon des rheinischen Schiefergebirges gesellen. Später scheinen sich in den Vertiefungen des alten Gebirges wieder bedeutende Wassermassen angesammelt zu haben, auf deren Grunde feinkörnige, rote Sandsteine und rote, oft grüngefleckte Schiefertone, „Rötelchiefer“, zum Absatz kamen (Kreuznacher Schichten, jüngerer Oberrotliegendes). Die ungemein lebhaft rote Färbung all der genannten, über dem Grenzmelaphyr liegenden Schichten rührt vom Eisen der vulkanischen Ge-

steine her, die ja in erster Linie das Material für die oberrotliegende Sedimentbildung lieferten. Wenn sich stellenweise, z. B. bei den Rötelchiefern, eine fleckige Grünfärbung zeigt, so waren dabei chemische Vorgänge im Spiel, die den sauerstoffreichen Eisenverbindungen einen Teil ihres Sauerstoffs entzogen (sog. Reduktion).

Die Nachwehen der großen karbonischen Gebirgsfaltung reichen weit in die Permzeit hinein, was wir unter anderem daran erkennen, daß im Saar-Nahebecken zusammen mit dem Oberkarbon auch noch die Kuseler und Lebacher Schichten zu Sätteln und Mulden gestaut sind (Profil Abb. 214). Dagegen scheint das Oberrotliegende erst auf der erodierten Oberfläche des schon teilweise abgetragenen Faltengebirges abgelagert worden zu sein. Wir finden diese grellroten Sandsteine und Konglomerate in Gegenden, wo die untere Abteilung der Formation ganz unbekannt ist; vom Saargebiet aus greifen sie, mehrfach vom Buntsandstein verdeckt, westlich um den Hunsrück herum bis ins Moseltal und über Trier hinaus nach Wittlich und bis zur Afsmündung. Überall ruhen sie hier in diskordanter Stellung unmittelbar auf den steil aufgerichteten Devonischen Schichten.

Zweites Kapitel. Der Kern des rheinischen Schiefergebirges.

1. Reste älterer Formationen. Das Unterdevon.

Jene zusammengepreßte Masse von Tonchiefern, Grauwacken und Kalksteinen, die sich wie eine gewaltige Barre dem aus milden Niederungen kommenden Rhein entgegenstellt, stammt aus einer weit zurückliegenden Periode der Erdgeschichte. Als das Devonmeer, auf dessen Grund jene Felslagen entstanden, West- und Mitteleuropa bedeckte, war die Entwicklung der Tierwelt erst bis zu den ältesten Amphibien, den Stegocephalen, vorgeschritten, und selbst diese steckten sozusagen noch in den Kinderstühlen; denn nur in den jüngsten Devonischen Schichten bezeugen Fußspuren ihre Anwesenheit. Dagegen hatte es die älteste Wirbeltierklasse, die der Fische, bereits zu einem bemerkenswerten Formenreichtum gebracht. Neben den seltsamen, an früherer Stelle (Bd. I, S. 61) geschilderten Panzerfischen erregen besonders die Quastenflosser oder Krossopterygier unsere Aufmerksamkeit, eine altentümliche Gruppe der Schmelzschupper, deren Brust- und Bauchflossen durch eine starke, mit Schuppen besetzte Knochenachse gestützt wurden. Hier-

her gehören aus dem Devon die bekannten Geschlechter *Holoptychius* und *Osteolepis*, aus der Steinkohlenformation *Rhizodus* und *Coelacanthus*; heutzutage sind die Quastenflosser aus dem Meer und den Strandgewässern verschwunden, zwei Gattungen fristen jedoch noch ihr Dasein in gewissen innerafrikanischen Flüssen. Daß auch Haie oder wenigstens haiartige Knorpelfische in großer Anzahl die devonischen Gewässer belebten, wird durch das häufige Vorkommen von Flossenstacheln bewiesen; endlich gab es schon damals den Quastenflossern nahestehende Schwimmer, die wie der spätere *Bartramia* zugleich Kiemen- und Lungenatmung besaßen (vgl. S. 220).

Außerdem waren die devonischen Meere erfüllt mit *Brachiopoden*, die zwar im Vergleich zur Silurzeit schon eine Abnahme zeigen, aber immer noch vor Schnecken und Muscheln den Vorrang behaupten. Im Rückgang begriffen sind auch jene rätselhaften Urkrebse, die *Trilobiten*, und gänzlich ausgestorben scheinen bereits am Beginn der Periode die *Graptoliten*, deren zackige Körper die Schichtflächen so vieler silurischer Schiefer bedecken. Dafür

erhält das Devon ein ganz eigenartiges Gepräge durch die jetzt einsetzende rasche Vermehrung und Entwicklung der Ammoniten, oder besser gesagt, ihrer Vorläufer, der durch einfache, unzerschlitzte Loben ausgezeichneten Goniatiten (vgl. S. 225). Ihnen gesellen sich im Oberdevon die Rhyomenien zu, eine ausschließlich auf dieses Stockwerk beschränkte Gruppe, die allen anderen Ammoniten fremdartig gegenübersteht, weil bei ihnen der Eingeweidestrang (Sipho) auf der Innenseite der Schale liegt.

Vervollständigt wird das Bild der devonischen Meeresfauna durch zahlreiche Korallen, Vierstrahler wie auch Büdenkorallen, durch See-lilien, Seeferne und Schlangensterne, durch Nautiliden und Krebse. Von einer erhaltungsfähigen Landfauna kann bei der Abwesenheit aller Reptilien, Vögel und Säugetiere kaum die Rede sein. Zwar mögen in den Vorläufern der Steinkohlenwälder — denn schon zur Devonzeit gab es mächtige Urwälder von Bärlappbäumen, Farnen und Riesenschachtelhalmen — allerhand fliegende und kriechende Insekten sich aufgehalten haben, aber sicher bestimmbar Reste hat man bislang nicht entdeckt. Einige wenige Tausendfüßler aus dem schottischen Oldredsfandstein, das ist alles, was von landbewohnenden Geschöpfen der Devonzeit auf uns gekommen ist.

Nach diesem allgemeinen Überblick wollen wir nun das rheinische Devon näher ins Auge fassen. Zuvor sind jedoch die spärlichen Reste älterer Formationen zu besprechen, die teils als schmale Streifen am Südrand des Gebirges, teils inselartig in seiner Mitte auftreten. Daß im Untergrund der Eifel und des Siebengebirges Granit, Diorit, Gabbro und kontaktmetamorphe Schiefer lagern, verraten uns zahlreiche Gänge in den Tuffen und Laven der rheinischen Vulkane. Es sind dies zum Teil wirkliche Auswürflinge, die zusammen mit Trachytbomben und Bimssteinbrocken aus den Kratern in die Luft geschleudert wurden, zum Teil fest in der Lava eingeschlossene Bruchstücke. Die mächtigen, den Laachersee umgebenden Sand- und Aschenschichten sowie die benachbarte Niedermendiger „Mühlsteinlava“ enthalten besonders reichem Maße Proben von Untergrundgesteinen. Noch merkwürdiger ist ein kleiner Basaltischlot zwischen Wiesbaden und Nau-rod im Taunus; er hat nämlich eine vollständige Musterkarte kristallinischer Odenwaldgesteine zutage gefördert, woraus zu schließen ist, daß sich die Granit- und Schieferformation dieses Gebirges nordwärts bis unter den Taunus fortsetzt.

Die Erdoberfläche erreicht der Granit, so-

weit dies bis jetzt bekannt ist, im ganzen rheinischen Schiefergebirge nur an zwei Stellen. Hiervon liegt die eine bei Lammersdorf oben auf dem Hohen Venn, inmitten der unten besprochenen kambrischen Insel, wo die Basaltlinie Aachen-Montjoie das Eruptivgestein auf einer 240 m langen Strecke bloßlegt. Wahrscheinlich ist dieses Granitvorkommen weit größer, als der Aufschluß vermuten läßt, aber Moor und Heide gestatten keine weiteren Einblicke. Die benachbarten kambrischen Ton-schiefer hat der Granit in Knotenschiefer verwandelt, er ist also keinesfalls „archaisch“. Das zweite Vorkommen, ein 20 m hoher Granitfels am Herzogenhügel im Hiltal an der belgischen Grenze, scheint auf ganz engen Raum beschränkt zu sein.

Im übrigen bilden kambrische und devonische Schichten den Untergrund jener öden und traurigen Hochfläche, die nach ihren meilenweit ausgedehnten Torfmooren das „Hohe Venn“ genannt wird (Venn, niederländisch veen, bedeutet „Sumpf“). Es ist ein unwegiges Revier, selbst in der schönen Jahreszeit rauh und düster, im Herbst voll Nebel, im Winter monatelang unter tiefem Schnee begraben. Als langgestreckte, auf allen Seiten vom Devon umschlossene Insel, zieht das Kambrium von Belgien herein, sich in nordöstlicher Richtung immer mehr verschmälernd, und endet bei Düren unfern der Linie, wo das Gebirge steil zur niederrheinischen Tiefebene abfällt. Auf belgischem Gebiet liegt Spa, einst der berühmteste Badeort Europas, inmitten kambrischer Gesteine. Dem Fossilienjammler bieten diese altersgrauen Schichten — vorwiegend seidenglanzende Phyllite, Dachschiefer und Quarzite — sehr spärliche Ausbeute. Die älteren Geologen erwähnen zwar in ihren Schriften eine Reihe Versteinerungen, aber es handelt sich dabei fast nur um Kriechen, d. h. schlangen- und wurmförmige Abdrücke, die entweder Kriechspuren von Würmern, Schnecken und Krebsen vorstellen oder unorganische, zufällig entstandene Gebilde sind. Von echten Fossilien wurden bisher nur zwei einigermaßen sicher bestimmt: Agnostus, ein winziger Trilobit mit fast gleich großem Kopf- und Schwanzschild und Dictyonema flabelliforme, ein Graptolith, dessen Stämmchen zu einem korbartigen Geslecht verwachsen.

Allem Anschein nach ist das kambrische Vennmassiv der Rest eines uralten (silurischen?) Gebirges, dem sich die devonischen Sedimente ursprünglich diskordant anlagerten; später wurde es dann in die Faltung der Steinkohlenalpen einbezogen und zu einem Gliede des rheinischen

Schiefergebirges gemacht. Ein zweites Massiv von ebenso ehrwürdigem Alter liegt bei Rocroi in den Ardennen, also ganz auf belgisch-französischem Gebiet, ein drittes, viel kleineres bei Sedan. Es gibt in den Ardennen wie im Venn einige wenige Punkte, an denen man sehen kann, wie die ältesten Devon-schichten, grobe Konglomerate, darüber Arkosen, Sandsteine und bunte Schiefer, diskordant das Kambrium überlagern. Solche Gesteine nehmen

schreitet den Rhein, taucht bei Rüdesheim wieder auf und verbreitet sich weithin über das südliche Taunusgebirge. Eine Anzahl der berühmtesten und am meisten besuchten Taunuskurorte, Wiesbaden, Soden, Kronberg, Königstein, Homburg liegen im Bereich dieser stark gefalteten und durch mehrere Verwerfungen gestörten kambriischen Außenzone. Wer auf die hier vorkommenden Felsarten achtet, wird neben schön glänzenden Phylliten, neben Quarziten und



Abb. 219. Königstein im Taunus.

erheblichen Anteil am Bau der Ardennen, zumal in deren höchsten Teilen, wo sie angeblich 800 m Mächtigkeit erreichen. Nach dem Ardennendorf Gedinne pflegt man dieses tiefste, oft Spuren von Metamorphose an sich tragende Devon die „Gedinne-Stufe“ zu nennen.

Eigentümlicherweise kommt nun das Kambrium fast genau in derselben Ausbildung wie in den Ardennen, aber durch die ganze Breite der Eifel und des Hunsrück vom Vennmassiv geschieden, am Südrand des rheinischen Schiefergebirges nochmals zum Vorschein. Als schmaler Streifen bei Kirn an der Nahe beginnend, zieht es, immer zwischen Devon und Rotliegendem eingeschaltet, nach Bingen, über-

gewöhnlichen Ton-schiefern garnicht selten Gesteine bemerken, die eine auffällige Ähnlichkeit mit Gneisen und Glimmerschiefern haben. Zarte Blätter eines lichten Kaliglimmers, (Serizit) bekleiden die Schieferflächen, auf dem Querbruch treten oft kleine Kristalle von Quarz und Feldspat hervor, oder die ganze Masse sieht gleichmäßig feinkristallinisch aus. Die Gesteinskunde ist ein schwieriger Zweig der Geologie, und wer mit ihr nicht auf besonders gutem Fuße steht, wird schwerlich erraten, was für Gesteine er da vor sich hat. Es sind Quarzporphyre, in ähnlicher Weise schieferig erstarrt, wie die aus granitischem Schmelzfluß hervorgegangenen Eruptivgneise (vgl. S.

Man schließt daraus, daß zur Zeit der Hunsrückstufe das rheinische Meer tiefer war als vorher und nachher, — selbstverständlich nur dort, wo die Hunsrückschiefer in typischer Ausbildung zur Ablagerung kamen, was, wie wir gleich sehen werden, keineswegs im ganzen rheinischen Schiefergebirge der Fall war. Neben mancherlei Dreilappfreesen wie *Phacops Ferdinandi*, *Homalonotus ornatus* usw. bergen unsere Schiefer hauptsächlich große, dünnchalige, ausgeforbten Gruppen angehörende Muscheln, einige Seelilien, Geradhörner, Goniatiten und

der die Brachiopoden in den Vordergrund, und zwar sind es zum Teil alte Bekannte aus dem Taunusquarzit: *Spirifer primaevus* (Taf. XIII, 14), *Rensselaeria crassica* und *strigiceps*, die hier nochmals eine wichtige Rolle spielen. Wenn auch Trilobiten wie der oben genannte *Homalonotus ornatus*, nicht gänzlich fehlen, so müssen sie sich doch mit einer untergeordneten Stellung begnügen. Im übrigen wird man in den Siegener Schichten hauptsächlich Muscheln, Schnecken und Seelilien finden, unter letzteren den schönen, nach seinem

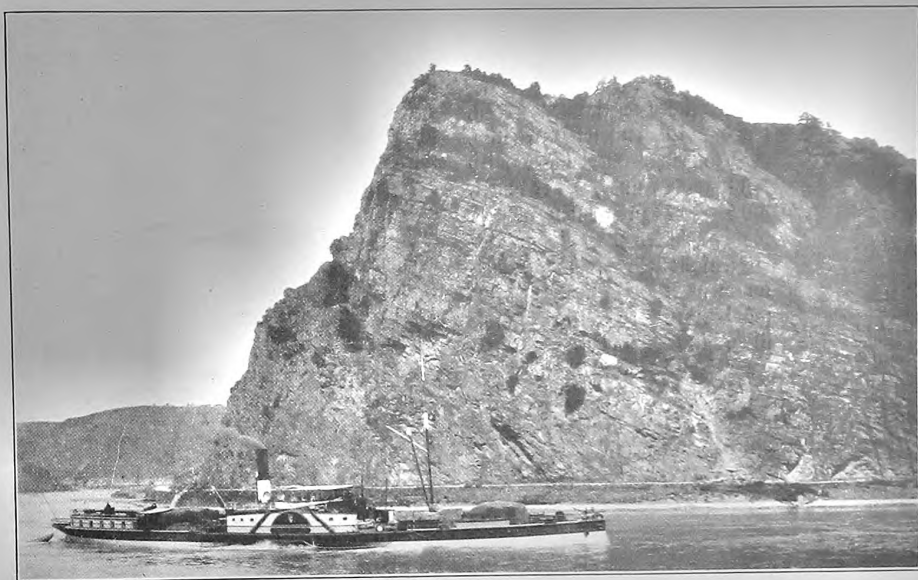


Abb. 221. Loreleifelsen.

Korallen. Fundgruben ganz besonderer Art sind die großen Dachschieferbrüche bei Bundenbach und Gemünden im Hunsrück; aus ihnen stammt eine Fülle prächtig erhaltener, in Schwefelsäure verwandelter Sterniere (Schlangen- und Seesterne, z. B. *Römeraster*, Taf. XIII, 9), von denen alle größeren paläontologischen Sammlungen schöne Belegstücke besitzen.

Einen ganz anderen Charakter trägt die Fauna der Siegener Schichten (Grauwacken, Sandsteine, Tonchiefer), die am Rhein unterhalb Andernach, im Ahrtal und Siegerland, in gewissen Teilen des Westerwalds und der Gifel die Hunsrückschiefer „verreten“, also gleichzeitig mit diesen, nur in flacheren Meeres teilen abgesetzt wurden. Hier drängen sich wie-

melonenförmigen Kelch benannten *Melocrinus* typus (Taf. XIII, 2). Aus dem ganzen Fossilinhalt geht hervor, daß die Siegener Schichten in den betreffenden Gegenden nicht nur den Hunsrückschiefer, sondern zum Teil auch den Taunusquarzit vertreten, doch gibt es hier im einzelnen eine Menge strittiger Punkte.

Das gesamte jüngere, über der Hunsrück- oder Siegener Stufe liegende Unterdevon pflegte man früher nach seinem erstaunlichen Reichtum an Spiriferen, hauptsächlich langgeflügelten und stark gefalteten Arten, den Spiriferensandstein zu nennen, später hat sich statt dessen die Bezeichnung Koblenzschichten oder Koblenzgrauwacken eingebürgert. Aus Grauwacken besteht nämlich die

Hauptmasse dieser Stufe, d. h. aus harten, grünlich grauen Sandsteinen, die bei der Verwitterung rotsfarben werden. Treten auch hier und da echte Tonschiefer dazwischen auf, so ist doch das Ganze, wie schon die überreiche Armfüßer- und Muschelfauna beweist, eine ausgesprochene Flachseebildung. Massenhaft sind in gewissen Schichten die Versteinerungen angehäuft, aber nur in seltenen Ausnahmefällen besitzen sie noch ihre Schalen; eindringendes Wasser hat den Kalk gelöst, die Gehäuse zerstört und nur deren Abdrücke und Steinkerne übrig gelassen. Das beeinträchtigt jedoch ihren geologischen Wert nur wenig, denn die Abdrücke sind so scharf und die inneren Ausgüsse bieten wenigstens bei den dünnchaligen Muscheln oft ein so getreues Abbild der ursprünglichen Form, daß sie sich eben so sicher bestimmen lassen, wie die Schalen selbst. Freilich,



Abb. 222.
„Schraubenstein“,
Steinern eines
Stiefhäutches von
Melocrinus typus.

der ungeübte Beobachter wird sich manche Funde, die er macht, nicht recht zu deuten wissen. Dahin gehören z. B. die im Spiriferensandstein so häufig vorkommenden „Schraubensteine“ (Abb. 222). Diese seltsamen Fossilien sind Steinkerne der Stiele einer Seelilie, nämlich des oben erwähnten Melocrinus typus; während die Glieder selbst zerstört wurden, füllten sich die Lücken zwischen ihnen und auch der ganze, den Stiel durchsetzende Zentralkanal mit feinem, sandigem Schlamm, wodurch ein Gebilde zustandekam, das in der Tat einer Schraube nicht unähnlich ist.

Bislang ist es noch keinem Geologen gelungen, eine für das gesamte Schiefergebirge gültige Gliederung der Koblenzschichten durch-

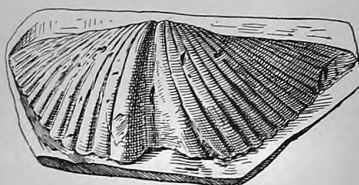


Abb. 223. Spirifer Hercyniae.

zuführen; ja, es fragt sich, ob solche Versuche je Erfolg haben werden, weil die Faziesunterschiede zwischen den einzelnen Landschaften, z. B. der Eifel und dem Rheintal doch gar zu beträchtlich sind. Festzustehen scheint vorläufig nur die Zweiteilung der Koblenzschichten

in eine untere und obere Hälfte. Beide Stufen sind außerordentlich fossilreich. Als Leitform der unteren Koblenzschichten betrachtet man den hier abgebildeten Spirifer Hercyniae; ihm schließt sich eine große Schar sehr mannigfaltiger Brachiopoden an, von denen Tropidoleptus carinatus (Taf. XIII, 13) und Orthis circularis (10) besonders bezeichnend sind, ferner Trilobiten wie Homalonotus rhenanus (15), Muscheln der Avikulidenfamilie und Korallen wie das bekannte Pleurodictyum problematicum (Abb. 224), ein schiefenbärmiger Stock, in dessen Mitte sich ein schmarogender Röhrenwurm eingenistet hat. Dieses Fossil kommt im Spiriferensandstein der Eifel ziemlich häufig vor, aber stets nur als Steinkerne; die Höhlung der Zellen ist ausgefüllt, während die ursprünglichen Zellwände als dünne von Quersäden durchsetzte Spalten erscheinen.



Abb. 224. Pleurodictyum problematicum.

Den unteren Koblenzschichten sind an zahlreichen Stellen, z. B. im Rheintal zwischen St. Goarshausen und Wellmich, an der Burg Maus, bei Singhofen unweit Nassau usw., Porphyroide eingelagert, die sich wohl aus vulkanischen, ins Meer gefallenen Aschen und Schlacken gebildet haben. Bei Singhofen führen diese ursprünglichen Tuffe eine eigenartige Muschelfauna. Außerdem durchsetzen vielerorts Diabasgänge („Weißes Gebirge“) die Grauwacken und Schiefer, — zu dieser Zeit muß also am Grund des rheinischen Devonmeeres eine lebhaft, lang dauernde vulkanische Tätigkeit geherrscht haben.

Für die jüngsten Bildungen der Unterkoblenzstufe hält man gewisse, weiche, glimmerreiche Schiefer, die am Wellenköpfchen unterhalb der Festung Ehrenbreitstein aufgeschlossen sind. Tangreste (Haliseriten, Taf. XIII, 12) bedecken im Überfluß die Schichtflächen, an vielen Stellen zeigen sich Wellenfurchen, und das Innere des Gesteins birgt eine reichhaltige, vornehmlich aus Nukuliten (Nüßchenmuscheln) bestehende Muschelfauna, der gegenüber die Brachiopoden zurücktreten. Dies alles deutet auf Ablagerung in ganz seichtem Wasser hin.

Die obere Koblenzstufe beginnt mit dem Koblenzquarzit, einem weissen, in dünnen Platten geschichteten Gestein, das oft in gewöhnlichen Sandstein übergeht. Folgt



Hans von Volkmann: Der Rhein bei Bingen

Das Original ist als Kunstverzeichnung in K. Vogel'sches Verlag, Leipzig, erschienen

durch Zufuhr eisenreicher Lösungen, wurden andere, sehr umfangreiche Teile des Massenkalks in Roteisenstein verwandelt. Reich an diesen Bodenschätzen ist vornehmlich das östliche Westfalen (Gegend von Brilon) und das Lahng Gebiet zwischen Wezlar und Weilburg. Kommt auch dem dortigen Bergbau wegen des starken Wettbewerbs lothringischer und spanischer Eisenerze nicht mehr die hervorragende Bedeutung zu wie ehemals, so ist doch der Betrieb auf manchen Gruben immer noch recht lebhaft. Über die Entstehung dieser ausgedehnten Erzlager sind sich die Fachleute noch nicht einig. Allenthalben steht der Roteisenstein in enger Verbindung mit vulkanischen Gesteinen, den Diabasen und ihren Tuffen, den sogenannten Schalfsteinen (vgl. S. 272); ja, gewisse Lager an der Lahn haben sich, wie ihr Gefüge erkennen läßt, unmittelbar aus kalkigem Schalfstein gebildet. Da alle Diabase und Tuffe schon im ursprünglichen Zustand viel Eisen (in Form von Magnetit, Eisenoxyd, Schwefelkies usw.) enthalten, so liegt am nächsten die Erklärung, unterirdische Gewässer hätten diesen Gesteinen ihren Eisengehalt entzogen und ihn dem benachbarten Kalk zugeführt, wobei bedeutende Teile des Kalkes durch und durch „vererzt“

worden wären. Der Eisenstein hätte nach dieser, heute noch herrschenden Meinung den Kalk allmählich verdrängt. Neuerdings halten ihn jedoch manche Geologen für eine ursprüngliche, vulkanische Bildung, die mit den gewaltigen Diabasausbrüchen jenes Zeitalters in unmittelbarem Zusammenhang stünde (Aufsteigen von Eisenschloriddämpfen aus dem Erdinnern).

An den Stringozephalenkalk sind ferner

die Zinnlagerstätten gebunden, die früher in der Umgebung von Iserlohn einen blühenden Bergbau ins Leben gerufen hatten. Sie liegen nicht, wie die Manganerze, als Decke auf dem Kalk, sondern darunter, auf der Scheide



Abb. 236. „Pater und Nonne“, zwei Massenkalkfelsen im Gräfenstein bei Letmathe. (Phot. B. Kofchwig, Oese.)

gegen den geologisch älteren Lenneschiefer. Hier sind unregelmäßige Hohlräume ausgewaschen, die in einer tonigen Füllmasse die Zinkerze, hauptsächlich Galmei (kohlensaures Zink) und Zinkblende, seltener Kieselzinkerz und Bleiglanz, beherbergen. Der Galmei führt hier und da Versteinerungen des Stringozephalenkalks, aus dem er zweifellos auf wässerigem Wege, durch „Verdrängung“, hervorgegangen ist: denn mitten zwischen den Erzen finden sich häufig

größere Bruchstücke von noch unverändertem, nicht vererztem Kalkstein.

Wir sehen, in technischer Beziehung kommt dem Stringozephalenkalk dank den vielen nutzbaren Mineralien und Gesteinen, die er birgt, eine außerordentliche Bedeutung zu. Gehen wir nun zu den anderen Fazies des Mitteldevons über, so fesselt zunächst der im Sauerland weit verbreitete Lenneschiefer (benannt nach der Lenné, einem Nebenfluß der Ruhr) unsere Aufmerksamkeit. Es ist dies eine recht bunte, aus roten und grünen, grauen und schwarzen Schieferen, aus Grauwacken, Mergeln und unreinen Kalkbänken aufgebaute Schichtenfolge, die sich etwa längs der Linie Bonn—Olpe auf den unterdevonischen Spiriferensandstein des Siegerlands legt und im Norden vielfach vom Massenkalk überlagert wird. Daß wir in den Lenneschiefern die Absätze eines ganz seichten Meeres vor uns haben, beweist ihre vorwiegend sandige, stellenweise grob-trümmerhafte Beschaffenheit; die Grauwackenfazies des Unterdevons findet in diesen Gesteinen ihre Fortsetzung. Offenbar war im südlichen Westfalen das Meer noch erheblich flacher als in der Eifel, — führen doch die Lenneschiefer bei Elberfeld sogar Landpflanzen und Brachwassermuscheln (Amnigenien, Vorläufer der heutigen Teich- und Flußmuscheln), eine Tatsache, die auf unmittelbare Nähe einer Küste hinweist. Ob der große nordatlantische Kontinent bis in diese Gegenden reichte, erscheint allerdings fraglich; lieber möchte man an eine große Insel denken, deren Kern von dem kambrischen Ardenne- und Bennismassiv gebildet wurde. In der Aachener Gegend, also am Nordrand des Bennis, ebenso an dem der Ardenne beginnt nämlich die Stringozephalenstufe mit unverkennbaren Strandablagerungen, — hier muß also Land gelegen haben, das zu dieser Zeit teilweise unter den Meerespiegel sank.

Im Sauerland vertreten die Lenneschiefer sowohl die Calceolafschichten als auch die untere Hälfte der Stringozephalenstufe. Die älteren Schiefer führen *Calceola sandalina*, *Spirifer speciosus* und andere aus der Eifel bekannte Versteinerungen, die jüngeren Stringozephalus Burtini, *Macrochilina areolata* (Abb. 233) usw. Ammoniten fehlen naturgemäß diesen Flachseeabfälen so gut wie ganz. Auf die jüngsten Lenneschiefer legt sich sodann der riffartige Massenkalk, der im Sauerland nicht die gesamte, sondern nur die obere Hälfte der Stringozephalenstufe aufbaut.

Um nun als Gegenstück zum Eifeler Kalk

und Lenneschiefer auch die Fazies der damaligen Tiefsee kennen zu lernen, wenden wir uns dem Osten des rheinischen Gebirges, den Gegenden an der Lahn und Dill und bei Wildungen, zu. Dort kamen, soweit das tiefe Meer reichte, feine, dunkle Ton- und Dachschiefer mit Knollenkalk, Quarzit und Kiesel-schiefer zum Absatz. Der See war vorwiegend mit Trilobiten, Kopffüßern und namentlich mit Tentakuliten bevölkert, kleinen Weichtieren, deren Körper in tütenförmigen, mit zahlreichen Querringen verzierten Röhren steckten (Abb. 237). Zusammen mit den ähnlich geformten, doch fast glatten Gehäusen von Styliola, einer noch

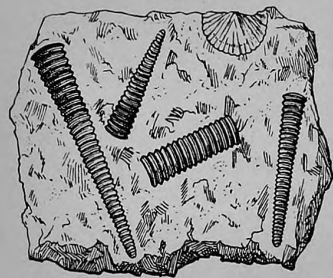


Abb. 237. Tentakuliten.

heute lebenden Ruderschnecke, bedecken sie oft zu Tausenden die Flächen der nach ihnen benannten Tentakulitenschiefer. Obwohl ihre systematische Stellung noch unklar ist, kann man sie doch kaum anderswo unterbringen als bei den Flossenfüßern, jenen zur Nachtzeit auf der Meeresfläche schwärzenden Ruderschnecken, die sich im Wasser auf dieselbe Art fortbewegen wie die Schmetterlinge in der Luft, nämlich durch ununterbrochenes Flattern ihrer flügelartigen, aus dem Schneckenfuß hervorgegangenen Flossen.

Weitaus wichtiger ist für den Geologen die interessante Kopffüßerfauna der Tiefseeschiefer. Sind doch die Geradhörner (Orthoceraten) für diese Fazies so bezeichnend, daß man den ganzen Komplex unter dem Namen „Orthoceratenschiefer“ zusammenzufassen pflegt. Ebenso gebräuchlich ist jedoch die Bezeichnung „Wissenbacher Schiefer“ (nach dem Dorf Wissenbach bei Dillenburg, einem Fundorte zahlreicher wohlerhaltener, vertiefter Versteinerungen). Unter den Geradhörnern mache ich besonders aufmerksam auf die dreiseitig-prismatische *Jovellania triangularis* (Taf. XIV, 10); von den ebenfalls sehr mannigfaltigen Goniatiten beachte man vor allem *Anarcestes subnautilus* (XIII, 4) und *Aphyllites*

durch den nördlichen Teil der Stadt Aachen verläuft. Hier grenzt das flözreiche Gebirge unmittelbar ans Oberdevon (vgl. das Profil), Kohlenkalk und flözleerer Sandstein sind durch die Überschiebung ausgeschaltet. Auch Querverwerfungen, an denen der östliche Gebirgsteil abgefunken ist, bringen mannigfache Störungen hervor. Diese Senkungen, die allmählich zu dem großen Abbruch des Schiefergebirges an der Kölner Bucht hinüberleiten, sind verhältnismäßig jugendlich; sie begannen im älteren Tertiär und dauern vielleicht heute noch fort. Die zwei bedeutendsten Verwerfungen, in der Bergmannssprache „Feldbiß“ und „Sandgewand“ geheißen, durchsetzen von Süd nach Nord die ganze Inde- und Wurmmulde.

Nach Norden zu verliert die Faltung rasch an Stärke; die Zerkitterung hört auf und an Stelle der scharfen Zickzackfalten treffen wir im Limburger Becken ruhige, sanfte Wellen, deren Neigung nur wenig von der horizontalen abweicht. Genau dieselbe Erscheinung zeigt sich, wie wir bald sehen werden, im westfälischen Becken.

Der Bergbau im westlichen Wurmrevier blickt auf eine Vergangenheit von 700—800 Jahren zurück, er ist der älteste des europäischen Festlands. Lange Zeit baute man nur die frei zugange tretenden oder leicht bedeckten Flöze ab, bis die Technik soweit vervollkommen war, daß auch die tief gelegenen, von mächtigem Deckgebirge überlagerten Flöze in Angriff genommen werden konnten. Ein großer Teil der letzteren ist noch heute unberührt und stellt eine wichtige Reserve für die Zukunft dar. Der oben erwähnte „Feldbiß“ scheidet den achthundertjährigen Bergbau an der Wurm von den neuen Gruben im östlichen Abschnitt des Reviers. Sobald man diese große Verwerfung überschreitet, verstärkt sich das Deckgebirge in beträchtlichem Grade; bestand es bislang fast nur aus dünnen diluvialen Lagen, so gesellen sich jetzt mächtige Tertiärschichten dazu, die unter dem Grundwasserspiegel häufig den Charakter von Schwimmlanden annehmen und dem Abteufen der Schächte außerordentliche Schwierigkeiten bereiten. Nur durch Anwendung der vollkommensten technischen Hilfsmittel (Sentfächte, Gefrierverfahren) gelingt es, die unter diesen fließenden Erdschichten verborgenen Kohlenlager aufzuschließen.

Auch die Beschaffenheit der Kohle ist wesentlich vom „Feldbiß“ eine andere als in den östlichen Feldern. Während das Inbecken und der Ostabschnitt des Wurmreviers gasreiche,

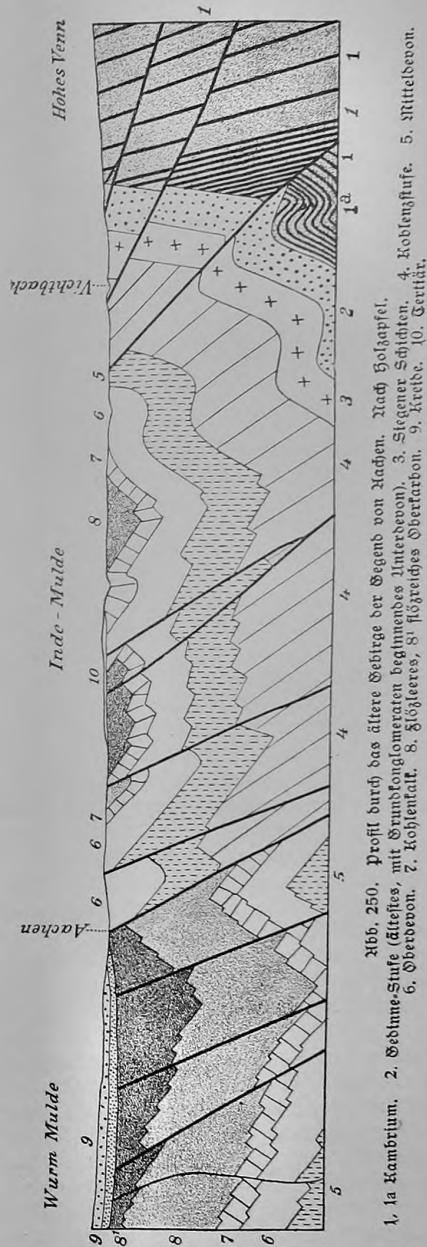


Abb. 250. Profil durch das ältere Gebirge der Gegend von Aachen. Nach Goldapp.

1. 1a Kambrium. 2. Sedimente-Stufe (ältestes, mit Brundfonglomeraten beginnendes Unterdevon). 3. Silexer Schichten. 4. Koblenstufe. 5. Mitteldevon. 6. Oberdevon. 7. Kohlenkalk. 8. flözleeres, 9. flözreiches Oberdevon. 9. Kreide. 10. Tertiär.

zum Teil gut brennende Flammen- und Fettkohlen liefern, ist die Kohle des westlichen Wurmreviers ausgesprochen mager, gasarm, kohlenstoffreich und gleicht im Glanz und Bruch dem Anthrazit. Diese auffällige Verschie-

denheit wird in der Regel so erklärt, daß im allgemeinen das mächtige Deckgebirge die Entgasung der Kohle verhindert habe; nur westlich vom Feldbiss, wo die Bedeckung fehle oder schwach entwickelt sei, habe sich unter dem Einfluß des dort besonders starken Faltendrucks die Umwandlung der gewöhnlichen Steinkohle in eine gasarme, anthrazitähnliche Abart vollzogen.

Überschreiten wir nun den Rhein, so liegen vor uns die weiten, heute noch unermessliche Kohlenvorräte bergenden Felder des nieder-rheinisch-westfälischen Industriebezirks. Mehrere im linksrheinischen Tiefland, z. B. bei Erkelenz, Venlo und Arefeld, ausgeführte Bohrungen ergaben, daß auch in diesem Zwischengebiet bedeutende Mengen Steinkohle der Erschließung harren, aber ihre Hauptentwicklung erreicht die Formation erst jenseits des Stroms, im sog. Ruhrkohlenbecken, das mit einer Jahresproduktion von fast 100 Millionen Tonnen an der Spitze aller europäischen Kohlenbecken steht (das Aachener Revier liefert alljährlich nur 2, das Saarrevier 11—12, das Becken von Yorkshire in England 60—70 Millionen Tonnen). Mehr als die Hälfte der gesamten Kohlenförderung Deutschlands, die im Jahre 1911 rund 161 Millionen Tonnen betrug, fällt dem niederrheinisch-westfälischen Bergbau zu. Trotz dieses reißenden, von Jahr zu Jahr sich steigenden Abbaus ist eine Erschöpfung der Lager noch lange nicht zu fürchten. Nimmt man als Grenze der Gewinnbarkeit, wie die heutige Technik zuläßt, eine Tiefe von 1500 m an, so werden die jetzt noch vorhandenen Vorräte unter Zugrundelegung der heutigen Förderung etwa 760 Jahre vorhalten.*) Man darf aber wohl hoffen, daß die Technik im Lauf dieser langen Zeit weitere Fortschritte machen und wenigstens die bis 2000 m tief gelegenen Lager dem Abbau erschließen wird. Unter dieser Voraussetzung könnte der rheinisch-westfälische Bergbau noch auf eine Lebensdauer von rund 1500 Jahren rechnen. Anders würde sich freilich das Bild gestalten, wenn nach Erschöpfung der amerikanischen Kohlenvorräte, die nach einer neuen Berechnung bereits im Jahr 2050 vollständig verbraucht sein werden, die deutschen Kohlenfelder auch die Versorgung Amerikas zum Teil übernehmen müßten. Ein rasches Ende wäre dann unvermeidlich. Aber abgesehen von der

Möglichkeit, daß der Mensch inzwischen vielleicht lernen wird, an Stelle der Kohlen andere Energiequellen, wie Ebbe und Flut, Sonnenstrahlung, Erdwärme usw., technisch auszunutzen, gibt es ja auf unserem Planeten weite Länderräume, die aller Wahrscheinlichkeit nach riesige, noch ganz unerforschte Kohlenlager bergen. Dahin gehören z. B. Alaska, Zentralasien und vor allem China, das allem Anschein nach das „Kohlenland der Zukunft“ zu werden verspricht.

Betrachten wir zunächst die Unterlage der westfälischen Kohlenformation, so springt sofort gegenüber den Aachener Verhältnissen ein sehr wichtiger Unterschied in die Augen: Der auf der linken Rheinseite allein herrschende Kohlenkalk umzieht nur das westliche Ende des Beckens, d. h. die Gegend von Ratingen bei Düsseldorf bis Velbert und Neviges bei Elberfeld, wo er endgültig „aussteigt“. Weiter östlich ist das Unterfließen ausschließlich in Kulfazies entwickelt. Dies ist eine bunt aufgebaute, aus Ton- und Kiesel-schiefern, gewöhnlichen Kalksteinen und Kieselkalken, Grauwacken und Sandsteinen zusammengesetzte

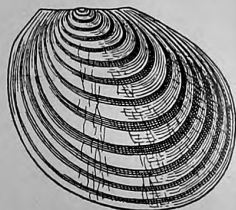


Abb. 251. Posidonia Becheri.

Schichtenfolge, deren Glieder in recht verschiedenen Tiefen entstanden sein müssen. Im Lahn- und Dillgebiet, also am Ostrand des Gebirges, scheint das Meer im Lauf der Kulkzeit immer flacher geworden zu sein. Hier liegt nämlich zu unterst (abgesehen von vereinzelt Seelilientalken) eine nur 5—10 m mächtige Zone dunkler, oft tiefschwarzer Kiesel-schiefer, in denen man bei mikroskopischer Prüfung viele zierliche Kieselpanzer von Radiolarien oder Strahlentieren entdeckt. Offenbar handelt es sich bei diesem Gestein um fossilen Radiolarienschlamm, wie er sich noch heute in Tiefen von 4000 und mehr Metern bildet. In diesen Abgründen kann die Sedimentation nur äußerst langsam fortschreiten, und so dürften auch jene Kiesel-schiefer trotz ihrer geringen Mächtigkeit das Erzeugnis eines ungeheuer langen Zeitraums darstellen.

Aufwärts gehen die Kiesel-schiefer, der allmählichen Hebung des Meeresbodens entsprechend, über in hellere Grauwackenschiefer, Posidonien-schiefer genannt nach der bekannten Zeitmuschel des Kulk Posidonia Becheri

*) Nach einer von Kufuk und Mintrop Ende 1912 ausgeführten Berechnung. Näheres in der Zeitschrift „Glückauf“ 1913 Heft 1.

sie ebenfalls für Fettkohlen gelten können. Am unbefähigten ist die Zusammensetzung der Gasflammkohlen, deren Gehalt an flüchtigen Bestandteilen oft beträchtlich hinter dem theoretisch erforderlichen Wert zurückbleibt.

Trotz seiner gewaltigen Mächtigkeit entspricht das westfälische Steinkohlengebirge nur dem mittleren Teil des Oberkarbons. Ihrem Pflanzeninhalt nach gehören sämtliche vier Gruppen einer einzigen Stufe an, nämlich der Saarbrücker. Nach den im Saarrevier so stark entwickelten Ottweiler Schichten sucht man in Westfalen vergeblich.

Die Tektonik des Ruhrbeckens ist wesentlich einfacher, die Faltung schwächer als im linksrheinischen Gebiet. Statt der bei Aachen so häufigen Schichtenzerkitterung, statt der scharfen Faltzackfalten und Überkipnungen haben wir in Westfalen ziemlich sanfte, wellenförmige Biegungen, die nach Norden hin mehr und mehr verschärfen. Man kennt fünf Hauptmulden, von denen nur die südlichste, die Wittener Mulde, einigermaßen stark gefaltet ist (vgl. Profil Abb. 255). Je weiter man dann nach Norden vorschreitet, desto breiter und regelmäßiger werden die Mulden, gleichzeitig aber auch tiefer und flözreicher, weil die Grundfläche des Steinkohlengebirges sich viel stärker gegen Norden senkt als seine Oberfläche. So kommt es, daß nach Norden zu immer jüngere Schichten und Flöze auftreten und die Gesamtmächtigkeit fortwährend wächst. Die Wittener Mulde enthält von den vier oben geschilderten Kohlengruppen lediglich die älteste, die Magerkohlengruppe; in der dann folgenden Bochumer oder Dortmunder Mulde gesellt sich die Fettkohle hinzu, in der Essener Mulde die Gaskohle und in den beiden nördlichsten Mulden (Emscher und Rippemulde, die gegen Westen miteinander verschmelzen) legt sich noch die ganze Gasflammgasse darüber. Enthalten demnach die nördlichsten Mulden die gesamte Schichtenreihe von der Magerkohle an aufwärts, so hat doch der Bergbau, wenigstens vorläufig, keinen Nutzen davon, weil bei der gewaltigen Mächtigkeit des Deckgebirges Mager- und Fettkohlen hier viel zu tief liegen, als daß sie mit den heutigen Hilfsmitteln der Technik abgebaut werden könnten.

Verwickelter wird die Schichtenlagerung dort, wo Verwerfungen und Überschiebungen das Becken durchsetzen, doch nehmen auch diese Störungen nirgends solchen Umfang an wie im Aachener Becken. Die Überschiebungen entstammen dem Zeitalter der Faltung, so-

gar die Flächen, auf denen die Schiebung vor sich ging, sind zum Teil wellig gebogen, ein

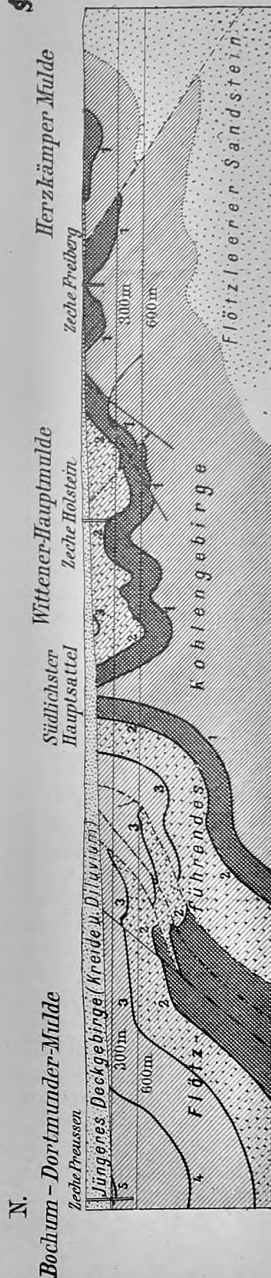


Abb. 255. Profil durch das westfälische Steinkohlengebirge zwischen Lünen (N) und der Gegend von Schwerte a. d. Ruhr (S). Nach P. Krusch.
(Aus Em. Kasper, Geolog. formationskunde.)

- Fettkölze:
1. Hauptflöz der unteren Magerkohlengruppe.
 2. Magerflöz, Grenze zwischen unterer und oberer Magerkohle.
 3. Sonnerscheid, Grenze zwischen Mager- und Fettkohlengruppe.
 4. Katharina, Grenze zwischen Fett- und Gaskohlengruppe.
 5. Biemart, Grenze zwischen Gas- und Gasflammkohlengruppe.

Zeichen, daß die Faltung später nochmals einsetzte. Jünger, doch immerhin älter als die

Kreidebedeckte, die keinerlei Störung erlitten hat, sind die Verwerfungen. Sie zerlegen das Steinkohlengebirge in eine Reihe nordwestlich streichender „Gräben“ und „Horste“; erstere bergen in der Regel die größten Kohlenvorräte. Auch Überschiebungen erhöhen oft den Kohlenreichtum eines Feldes oder bringen Flöze an die Oberfläche, die sonst dem Bergmann an der betreffenden Stelle unerreichbar wären.

Zum Schluß noch ein paar Worte über das Deckgebirge! Nur am Südrand des Beckens, etwa von Duisburg bis zur Waldecker Grenze, tritt das Oberkarbon unverhüllt zutage, nördlich davon verschwindet es unter immer mächtiger werdenden Deckschichten. Vor allem sind es die Ablagerungen des großen Münsterländer Kreidebeckens, die in diskordanter Lagerung auf das Steinkohlengebirge übergreifen (Abb. 255). Sie beginnen mit dem Essener Grünsand, der als erster Niederschlag des vordringenden Meeres alle Unebenheiten des karbonischen Untergrundes ausfüllt, daher sehr wechselnde Stärke zeigt und viele Gerölle der Steinkohlenformation einschließt (Strandbildungen). Darüber folgen die hellen Kalle und Mergel des Turons, dann die tonigen Emser Mergel und endlich die sandigen Gesteine des Senons, die durch ihre starken Wasserzu-

flüsse dem Bergmann recht unbequem werden. Mit sanfter Neigung und überaus gleichmäßig senkt sich unter den Kreideschichten die Oberfläche des Kohlengebirges nach Norden, so daß sich für einen gegebenen Punkt fast mit mathematischer Sicherheit die Tiefe berechnen läßt, in der man auf flözführende Schichten stoßen wird. So einfach liegen jedoch die Verhältnisse nur dort, wo außer der Kreide kein weiteres Deckgebirge (das Diluvium ungerechnet) vorhanden ist. Davon macht namentlich der nordwestliche Teil des Beckens, die Gegend an der unteren Lippe, eine Ausnahme. Zwar senkt sich auch hier die Oberfläche des Karbons gegen Norden, aber sie wird von tiefen Rinnen unterbrochen, die größtenteils mit Zechstein und Buntsandstein ausgefüllt sind. Unter diesen Umständen ist es natürlich unmöglich, die Mächtigkeit der Deckschichten selbst auf kurze Entfernung vor auszuberechnen. Wie die erwähnten, dem Bergmann recht unwillkommenen Rinnen entstanden sind, ob sie alte karbonische Erosionstäler oder tektonische „Gräben“ vorstellen, ist noch nicht aufgeklärt.

Gegen den Rhein verschwächt sich allmählich die Kreidebedeckung, und tertiäre Schichten, ihrer Wasserfülle wegen gefürchtet, treten an ihre Stelle.

Viertes Kapitel. Die rheinischen Vulkane.

Von allen rheinischen Gesteinen haben die vulkanischen Bildungen am frühesten die Aufmerksamkeit der Naturforscher erregt. Mögen wir die Eifel und das Laacherseegebiet, das Siebengebirge oder den Westerwald durchstreifen, überall erblicken wir die bezeichnend geformten Kegel und Kluppen der alten Feuerberge oder wandern über wellige Hochflächen, wo der Fuß in den hoch aufgeschütteten Aschen- und Sandlagen versinkt.

Vor allem die Eifel! Man kann ihre Bedeutung kaum besser kennzeichnen als mit dem klassischen Ausspruch, den Leopold v. Buch vor fast hundert Jahren tat: „Die Eifel hat ihresgleichen in der Welt nicht; sie wird auch ihrerseits Führerin und Leiterin werden, manche andere Gegend zu begreifen, und ihre Kenntnis kann gar nicht umgangen werden, wenn man eine klare Ansicht der vulkanischen Erscheinungen gewinnen will.“ Schon deshalb gebührt der Eifel unter allen deutschen Vulkangebieten die erste Stelle, weil sie allein noch

eine stattliche Reihe unzerstörter, mit wohl erhaltenen Kratern und Lavaströmen ausgestatteter Feuerberge besitzt. Im übrigen Deutschland reichen nämlich die Ausbrüche nirgends über die Tertiärzeit hinaus; schon im Pliozän scheinen die Vulkane des Kaiserstuhls, Westerwalds, Vogelsbergs, der Rhön und der böhmisch-deutschen Grenzgebirge durchweg erloschen gewesen zu sein. In der langen, seitdem verflossenen Zeit wurden die Kraterwälle samt dem größten Teil der Lavaströme und ausgeschleuderten Aschen vom Regen, von Bächen und Flüssen zerstört und weggewaschen; übrig blieb nur der Kern, der mit hartem Gestein ausgefüllte „Schlot“ des Berges. Auch in der Eifel gibt es zahlreiche tertiäre Vulkane — man kennt allein etwa 200 Basaltkluppen, darunter die höchsten Erhebungen des Gebirges: Die zuckerhutförmige Hohe Acht (748 m) und die Mürburg (678 m) — diese alle erlitten das gleiche Schicksal wie ihre über die Nachbarkländer zer-

streuten Altersgenossen. Was nun unser Bergland besonders auszeichnet, ist die Erscheinung, daß viel später, in der Diluvialzeit, nochmals eine Periode heftiger Ausbrüche einsetzte; und wenn auch viele dieser jüngsten Feuerberge Deutschlands ebenfalls stark zerschnitten und abgetragen sind, so haben doch manche, wie der Hochsimmer bei Mayen, der Bausenberg bei Niederzissen, der Mosenberg bei Mandersee ufw. ihre ursprüngliche Gestalt so gut bewahrt, daß sie noch heute als Vulkanmolelle gelten können.

Nur vom Norden, vom niederrheinischen Tiefland aus gesehen, erscheint die Eifel als hochaufragendes Gebirge, im Innern ist sie größtenteils eine Plateaulandschaft, gegliedert durch tief eingeschnittene Täler. In dessen zeigen doch die einzelnen Abschnitte mancherlei Besonderheiten. Zunächst dem Rhein liegt das weltberühmte Laacher Vulkangebiet, gleich ausgezeichnet durch die Frische seiner Krater und Lavaströme wie durch die mächtigen, wahrscheinlich aus dem Laacher See ausgeschleuderten Tuff- und Bimssteinablagerungen, die zu den wertvollsten Bodenschätzen des Landes gehören. An dieses Gebiet schließt sich im Norden, bis zur Ahr reichend, die Hohe Eifel, ein stark zerschnittenes Devonplateau, durchbrochen von zahlreichen, in der Tertiärzeit aufgestiegenen Basaltschlöten (Hohe Acht, Nürburg ufw.). Hier hat die Erosion am kräftigsten gewirkt und die Hochfläche in lauter einzelne Rücken und Kuppen zerlegt, die noch überragt werden von den steil aufstrebenden Basaltkegeln. Daher trägt dieser Teil der Eifel noch am ersten die Züge einer echten Gebirgslandschaft. Auf der entgegengesetzten Seite des Laacher Vulkangebiets erstreckt sich längs der Mosel die niedrigere Vordereifel, deren östliche Fortsetzung, das Maifeld, bis in die Gegend von Koblenz reicht. Auch dieses Bergland weist eine Fülle geologischer Sehenswürdigkeiten auf, zunächst die berühmte 50 km lange Reihe diluvialer Feuerberge, die mit der Falkenlei bei Bad Bertrich beginnt und im Goldberg bei Stadthyll endigt, dann jene merkwürdigen, durch explodierende Dämpfe ausgeprägten Kesseltäler, die man, wenn sie mit Wasser gefüllt sind, Maare nennt. Ebenfalls in der Vordereifel, etwas abseits der großen Vulkanreihe, steht der schönste und lehrreichste aller Eifelvulkane, der mit vier Kratern ausgestattete Mosenberg (Abb. 261).

Bedeutend einförmiger ist der äußerste Westen des Gebirges. An das Nordwestende

der Vordereifel lehnt sich die Schneifel (d. h. Schnee-Eifel), ein fast 700 m hoher devonischer Quarzitrüden (vgl. S. 271). Es ist ein rauher steiniger Landstrich mit unfruchtbarem Boden, im Klima und Pflanzenwuchs dem Hohen Venn ähnlich. Noch etwas höher steigt das Devonplateau im Losheimer Walde, nördlich der Schneifel, einem ausgedehnten, durch Hochmoor unterbrochenen Waldgebiet. Kein Vulkankegel belebt die öden devonischen Hochflächen, und statt der klaren, glitzernden Maare gewahrt das Auge nur die trüben Spiegel kleiner, im Moor verstreuter Tümpel und Lachen.

Wenden wir uns von diesen wenig anziehenden Gegenden, die selbst der Fachgeologe kaum aufsucht, wieder dem reich ausgestatteten Osten des Gebirges zu! Allein um den Laacher See scharen sich gegen vierzig vulkanische Berge, darunter eine beträchtliche Zahl diluvialer mit ausgezeichnet erhaltenen Kratern, Schlackenkegeln und Lavaströmen, wie der Hochsimmer, der Bausenberg, die Runkelsköpfe, der Weitskopf, der Krufter Ofen und, am weitesten nach Süden vorgeschoben, der besonders auffällig hervortretende Kamillenberg auf dem Maifeld. Überall bestehen die Kraterwälle aus losen, schwarzen Lavaschlacken und sandigen Aschenlagen, die sich allmählich um den feuerpeinenden Schlund anhäufen; nach innen fällt die Trichterwand in scharfen Felsen ab, während sich der äußere Schlackenmantel, wie es die Aufschüttung mit sich bringt, bedeutend sanfter bis zum Fuß des Kegels abdacht. Die meisten Laacher Vulkane haben nur je einen Lavastrom ausgesandt, daher sind die Kraterwälle nur an einer Stelle durchbrochen und zeigen demgemäß hufeisenförmige Gestalt. Von der Ausbruchöffnung flossen die glühenden Ströme hinab in die Täler, die schon damals annähernd ebenso tief in das Devonplateau eingeschnitten waren wie heutzutage; doch haben sich inzwischen die fließenden Gewässer wieder freie Bahn geschafft und die sperrenden Lavafelsen durchnagt, so daß nur noch an den Gehängen, in größerer oder geringerer Höhe über dem heutigen Flußbett, schroffe Lavamauern zurückgeblieben sind. Sehr jung muß ein Lavaström sein, der bei der Rauscher mühle unweit Plaidt das Nettetäl sperrt; denn bis jetzt ist es dem Bach nicht gelungen, das Hindernis zu beseitigen, in prächtigen Wasserfällen stürzt er über die gewaltigen Blockmassen schäumend in die Tiefe. Leider hat dieser reizende Platz,

der im heißen Sommer angenehme Kühlung und Erholung bot, durch eine neu erbaute elektrische Anlage viel von seiner ursprünglichen Schönheit verloren.

Das Gestein aller dieser Ströme ist eine basaltische Lava, die sich schon äußerlich durch ihre schwammige poröse Beschaffenheit von den dichten Basalten der Tertiärzeit unterscheidet, außerdem enthält sie an Stelle des Feldspats viel Leuzit oder (seltener) Nephelin, während die tertiären Ergüsse gemeine Feldspatbasalte sind. In Dünnschliffen ist der Leuzit an seinen großen, einfach lichtbrechenden

vor kurzem nur in unterirdischen Gruben. Da die Säulen bei weitem das beste Material liefern, werden sie in erster Linie losgeprengt und herausgewunden, die eine oder andere bleibt jedoch zur Stütze der Deckschichten an ihrem Plage. Auf diese Weise entstehen weite, von Pfeilern getragene Hallen, in denen eine so eisige Temperatur herrscht, daß sie als Bierkeller benutzt werden können. Erst neuerdings gehen die Unternehmer dazu über, die Böse und Sanddecke abzutragen und das Gestein „über Tage“ zu gewinnen.

Schon die Römer kannten die vorzüglichen Eigenschaften der Mayener und Niedermendiger Mühlsteinlava. Nicht nur an Ort und Stelle, auch an der Saalburg und weit rheinaufwärts findet man in allen römischen Niederlassungen die Mayener Handmühlen und manche andere Erzeugnisse dieser uralten Steinindustrie.

Den schönsten Blick auf den Laacher See und die ihn umgürtenden Vulkane hat man vom hochgelegenen Zbiaturm auf der Nordseite der Umwallung. Zur Linken erhebt sich, den See und die weite, mit Bimssteinand überschüttete Ebene beherrschend, der Krustert Ofen, das rechte Gestade umkränzen die prächtig bewaldeten Abhänge des Rotbergs

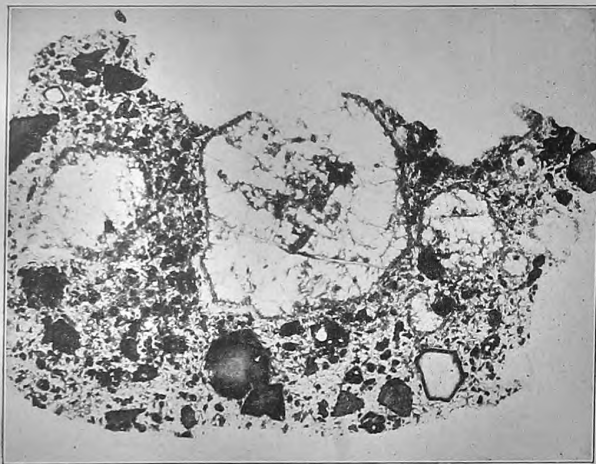


Abb. 256. Leuzitlava vom Laacher See. (Phot. A. v. d. Grappen.)

und achtförmig umgrenzten Kristallschnitten leicht zu erkennen (vgl. Abb. 256). So porös diese Leuzitlava auch aussieht, ist sie doch außerordentlich fest und eignet sich aufs beste zur Herstellung von Mühlsteinen, Schwellen, Treppentufen, Presssteinen usw. Besonders sehenswert ist der Betrieb der großartigen, seit Jahrhunderten benutzten Lavagruben, an denen der Weg von Niedermendig (Station der Linie Andernach-Mayen) zum Laacher See vorbeiführt. Hier liegt unter einer 20 m starken Decke von Böse und vulkanischem Sande ein mächtiger Strom versteckt, der sich wahrscheinlich von dem 4 km entfernten Forstberg herabgewälzt hat. Oben und unten ist die Masse gerade so schlackig, wulstig und zerrissen wie bei den Lavaergüssen der Gegenwart, dazwischen aber lagert, in lange, senkrecht stehende Säulen gegliedert, die feste, ziemlich dichte „Mühlsteinlava“. Um nicht die ganze mächtige Deckschicht abtragen zu müssen, betrieb man den Abbau bis

und Laacher Kopf, und im Norden, dem Brohlthal zugewandt, ragt der stattliche Weitskopf auf, dessen Krater zwei Lavaströme, einen kleinen zum Laacher Kessel und einen großen ins Gleefer Tal, ausgesandt hat. Alle diese Berge sind älter als der See, älter auch als die ungeheuren Mengen trachytischer Tuffe und Bimssteinande, die sich auf beiden Seiten des Rheins fast über 40 Quadratmeilen Land verbreiten. Da es in der Gegend gar keine Trachytvulkane gibt, blieb die Herkunft dieser Massen lange Zeit rätselhaft, bis man erkannte, daß ihr Ursprung im Laacher See selbst gesucht werden müsse. Denn dieses Becken ist offenbar nichts anderes als ein gewaltiger Explosionstrichter nach Art der Maare, ein Vulkan, der auf früherer Entwicklungsstufe stehen blieb und keine feste Lava, sondern nur Bomben, Steinchen und fein zerstäubtes Material auswarf. Rings auf der Umwallung des Sees liegen die grauen Trachyttuffe, hier häufen

sich auch die großen Trachyttbomben in solcher Menge an, daß sie nur aus nächster Nähe stammen können.

Wahrscheinlich erhoben sich früher an Stelle des Sees ähnliche Vulkane wie auf der Umwallung. Jahrtausende lang mögen die unterirdischen Kanäle verstopft, die Krater scheinbar erloschen gewesen sein, bis schließlich die Spannung zu groß wurde und die gewaltfam sich Bahn brechenden Dämpfe einen oder mehrere der alten Feuerberge in Stücke rissen. Vermengt mit der gleichzeitig ausgestoßenen Tra-

im Wehrer Bruch eine Unmenge, nach H. v. Dechen mehrere Hundert Sauerwasserquellen, die viel Eisenocker abscheiden.

In noch höherem Grade als die „Mühlsteinlava“ werden Tuff und Bims sand technisch ausgenützt. Hat sich doch allein die Verarbeitung des Traß, wie man den gemahlenen Trachyttuff oder „Duckstein“ des Brohltals und Kettetals nennt, zum blühendsten Industriezweig der Gegend emporgeschwungen. Die bedeutendsten Traßlager birgt das Brohltal, dementsprechend ist hier auch die Zahl der Stein-



Abb. 257. Das große Kesseltal von Wehr. (Phot. H. v. d. Crappen.)

chytasche fielen diese Trümmer in der Umgebung nieder; daher die zahlreichen Bomben von Leuzitbasalt und ähnlichen Lavagesteinen, denen man im Traß des Brohltals, im Bimsand von Niedermendig usw. begegnet. Auch das etwas mehr nach Westen gelegene Kesseltal von Wehr, eine dem Laacher See vergleichbare Bildung, deren Boden mit sumpfigen Wiesen bedeckt ist (Abb. 257), scheint seinen Ursprung einer derartigen Katastrophe zu danken. Wie an mehreren Stellen des Laacher Sees Kohlenäureblasen emporquellen — auch am Ufer gegenüber dem Kloster haucht der Boden Kohlenäuregas aus — so entspringen

brüche am größten. Während aber sonst das Landschaftsbild unter derartigen Anlagen erheblich leidet, verdankt ihm das Brohltal eine Reihe prächtiger, romantischer Szenerien (vgl. Abb. 258). Es beruht dies darauf, daß der Traß nicht überall gleichmäßig beschaffen ist; mitten zwischen brauchbarem Material stößt man plötzlich auf unreine Massen, denen die technisch wichtige Bindfähigkeit mangelt. Solche Felspartien, von den Arbeitern „Sandköpfe“ genannt, werden beim Abbau möglichst vermieden und bleiben nach Abtragung ihrer Umgebung als isolierte, von den Gehängen ins Tal vorspringende Felsmauern stehen. Durch ihre

schröffen, kahlen Wände, die scharf abstecken von der üppigen Pflanzendecke der Gehänge, durch ihre merkwürdigen Formen und weiten künstlichen Höhlen bringen sie jene malerischen Bilder hervor, die das Brohltal vor allen anderen Eifeltälern auszeichnen.

Auch die Traßindustrie ist uralte; reichliche Funde teils fertiger, teils unvollendeter römischer Altäre in alten, unterirdischen Gruben bezeugen einen regen Steinbruchbetrieb schon zu Römerzeiten. Indessen war die Herstellung des hydraulischen Mörtels, heutzutage die wich-

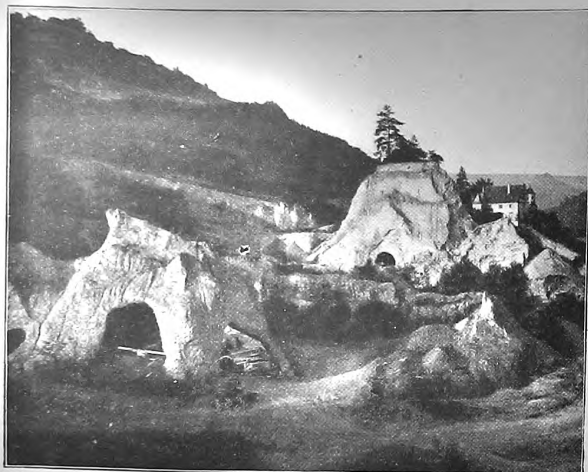


Abb. 258. „Sandtöpfe“ im Brohltal.

tigste Art der Traßverwendung, den Römern noch unbekannt. Technisch ist der Traß um so wertvoller, je tiefer er liegt. Zu unterst findet man den festverfitteten blauen, darüber den grauen und gelben „Tuffstein“; die mittleren Lagen, bekannt unter dem Namen „Knupper“, sind weniger fest und brauchbar, und die obersten, ganz lockeren Schichten, „wilder“ oder „Bergtraß“, liefern das minderwertigste Material. Zur Herstellung des vorzüglichen, bei Häfen, Brücken, Schleusenbauten usw. unentbehrlichen Mörtels wird das aus dem Tuffstein gewonnene Traßmehl in wechselnden Verhältnissen, je nach der Bestimmung, mit Sand und gelöschtem Kalk vermischt.

Wie ist nun der Traß ins Brohltal gelangt? Früher glaubte man allgemein, heftige Gewitterregen, wie sie die vulkanischen Ausbrüche zu begleiten pflegen, hätten die aus dem Laacher See geschleuderte Asche in Schlamm verwandelt und in die Täler hinabgeschwemmt.

Aber wenn der Traß seine Entstehung einem Schlammstrom verdankte, müßte er, wie R. Bötzing mit Recht betont, überall deutlich geschichtet sein; auch wäre dann jedenfalls der feine Schlamm in die Bimssteine gedrungen und hätte ihre Poren verstopft. Beides verhält sich in Wahrheit umgekehrt: die Hauptmasse des Traß entbehrt durchaus der Schichtung, das Gefüge ist regellos, große Auswürflinge und Trümmer von Untergrundgesteinen liegen eingebettet in feiner Asche, keinerlei Sonderung nach Korngröße und Schwere, wie sie bei gelöstem Material sich zeigen müßte, ist zu bemerken. Ebenso sind die Bimssteine rein und porös geblieben. Dies alles spricht viel eher für eine Beförderung auf dem Luftwege, und zwar denkt Bötzing in erster Linie an jene unheimlichen „absteigenden Eruptionswolken“, die zum ersten Mal beim Ausbruch des Mont Pelé am Himmelfahrtstag 1902 beobachtet wurden (vgl. Bd. I S. 101). Diese lawinenartigen Gebilde waren dermaßen mit festen Stoffen, halbflüssigen Lavafetzen, vulkanischem Staub, Felskrümmern überladen, daß ihre eigene Schwere sie in die Tiefe zog; sie rollten vom Kraterand hinab in die Täler und hinterließen auf ihrem Wege chaotische Trümmermas-

sen, in denen Bomben und Blöcke jeder Größe mit Asche und kleinen Steinen vermischt sind. Da im Traß des Brohltals ein ähnliches Durcheinander herrscht (nur werden Blöcke und Bomben niemals so gewaltig wie auf Martinique), so mag man daraus mit Recht auf einen ähnlichen Ursprung dieses unbaren Trüßes schließen.

Trotz der furchtbaren Gewalt, mit der die Glutwolken dahindrausen, lösen sie sich doch ziemlich rasch auf, sobald sie die Ebene oder das Meer erreichen; daher bedecken ihre Ablagerungen, was ja auch beim Traß der Fall ist, nur ein verhältnismäßig kleines Gebiet. Der Bimsand, der sich vom Westufer des Laacher Sees über das ganze Neuwieder Becken ausbreitet und sich in einzelnen Flecken über die Höhen des Westerwalds bis zum Vogelsberg verfolgen läßt, kann unmöglich von absteigenden Eruptionswolken herrühren; weßliche Winde haben die leichten, vom Laacher Krater

ausgestoßenen Massen so weit verfrachtet. Auch zeigt der Bimsand eine deutliche Sonderung nach der Korngröße; in der Nähe des Sees, am Kruster Ofen und bei Nickenich, enthält er noch faustgroße Blöcke, weiter östlich wird das Korn immer feiner, da nur die allerleichtesten Stoffe so weit verweht werden konnten. An geschützten Stellen des Neuwieder Beckens lagert der Sand noch jetzt in mehrere Meter dicken Schichten, die äußerst fein zerriebenen Bimssteinstückchen und Aschen bilden zahllose ganz dünne Lagen übereinander, dazwischen

bei Neuwied betrieben, gewinnt diese Industrie jetzt auch in der Pellenz, wie man die Niederung zwischen Maifeld und den Laacher Vulkanen nennt, steigende Bedeutung.

In solcher Frische treten uns die Spuren der Laacher Ausbrüche entgegen, daß häufig die Vermutung laut wurde, sie stammten zum Teil noch aus geschichtlicher Zeit. Dafür haben sich jedoch keinerlei Beweise gefunden. Schon zur Zeit, als die Vorläufer der Germanen, die Kelten, aus dem Osten ins Rheinland einwanderten, war der letzte Eifelvulkan höchst



Abb. 259. Bimssteinbedeckung auf dem Nickenicher Sattel, darin ein Lößband mit diluvialen Schnecken.
(Phot. A. v. d. Grappen.)

trifft man fast überall die sogenannten Brighänke, die größtenteils aus fein gepulvertem Schiefer- und Grawadacematerial bestehen. Es müssen Ausbrüche von unerhörter Gewalt gewesen sein, die solch ungeheure Mengen Lava zusammen mit fremden, von den Trichterwänden losgerissenen Felsstrümmern zerstäuben und in die Lüfte schleudern konnten.

An das Vorkommen des Bimsandes knüpft sich die Herstellung der Neuwieder Schwemmsteine. Dies sind außerordentlich leichte, dabei sehr haltbare Kunststeine, aus denen neuerdings selbst ganze Häuser aufgeführt werden. Der Sand wird mit Kalkmilch vermischt, das Gemenge in Formen gebracht und an der Luft getrocknet. Ursprünglich nur

wahrscheinlich längst erloschen; viel weiter, bis an die Grenze der älteren und jüngeren Steinzeit, müssen wir zurückgehen, um Spuren einer Bevölkerung zu finden, die Zeuge jener großartigen Naturereignisse war. Eine der allerjüngsten vulkanischen Kraftäußerungen war offenbar die Explosion des Laacher Kraters; denn deren Produkt, der Bimsand, ruht an vielen Stellen auf diluvialen Löß, ist also jünger als dieser und in die Übergangszeit zwischen Diluvium und Alluvium zu stellen. So bedeckt z. B. den Schlackenwall des Nickenicher Sattels zunächst eine 0,5 m mächtige Lößschicht, und erst darüber folgt die 3 m hohe Bimssteinaufschüttung, die wieder vereinzelte Zwischenlagen von Schneckenführen-

dem Löß enthält (Abb. 259). Nicht gerade hier, aber an manchen anderen Punkten kamen bei Grabungen im Löß Waffen und Werkzeuge der älteren Steinzeit zum Vorschein: Beile, Messer und Pfeilspitzen, aus Feuerstein oder Kieselschiefer roh zurechtgeschlagen und noch ungeschliffen. Weitere, in Kalkhöhlen gemachte Funde beweisen, daß die Verfertiger dieser Werkzeuge Zeitgenossen der großen Diluvialtiere Mammut, Nashorn, Höhlenbär usw. waren. Dann zieht der Bimssteinausbruch eine scharfe Grenze. Erschreckt durch die zunehmende

lose Erhaltungszustand mancher Krater, daß auch hier die vulkanische Tätigkeit bis ins jüngste Diluvium angedauert hat. Freilich, die meisten haben ihre ursprünglichen Formen eingebüßt und weisen uns nur noch regellose Haufwerke schwarzer Lavaschlacken und Tuffe; ebenso ist ein großer Teil der Lavaströme, selbst solcher, die bereits in die gegenwärtigen Täler hinabflossen, zerstört und fortgewaschen. Wie oben erwähnt, ordnen sich die Feuerberge der Vorder-eifel zu einer langen Kette, einer typischen Vulkanreihe, die von Bad Bertrich nord-



Abb. 260. Blick auf die Vulkangruppe der Eifel bei Bad Bertrich. (Phot. A. v. d. Trappen.)

Hefigkeit der Eruptionen, mögen die Ureinwohner den gefährlichen Landstrich verlassen haben, und als nach jahrhundertelanger Pause die Gegend von Neuem besiedelt wird, ist es ein anderes, auf höherer Kulturstufe stehendes Volk, das sich geschliffener Steingeräte bedient, die Töpferei, den Ackerbau und die Viehzucht kennt und große Festungen (Urmis, Rabenburg bei Mayen) zu erbauen versteht. Auch die diluviale Tierwelt ist jetzt endgültig verschwunden. So scheiden die jüngsten Laacher Ausbrüche Diluvium und Alluvium, ältere und jüngere Steinzeit.

Das Alter der Ausbrüche in der Vorder-eifel läßt sich zwar nicht mit gleicher Genauigkeit bestimmen, doch verrät schon der tabel-

westwärts bis zu den Abhängen der Schneifel bei Stadtkyll reicht, also die Streichrichtung des karbonischen Faltengebirges fast rechtwinklig schneidet. Nach gewöhnlicher Annahme zieht hier eine jener nordwestlich verlaufenden Spalten durch, die den alten variszischen Gebirgshogen an vielen Stellen zer schneiden und zerstückeln; es sei dem Leser aber nicht verschwiegen, daß außer der Existenz jener Vulkanee keine Beweise für das Vorhandensein einer so gewaltigen Spalte bekannt sind. Wie dem auch sei, jedenfalls unterscheidet sich die Vorder-eifel durch diese reihenförmige Anordnung sehr auffällig vom Laacherseegebiet, dessen diluviale Krater ganz unregelmäßig über eine Fläche von etwa 4 Quadratmeilen verteilt sind.

Auf der Reihe selbst häufen sich die Feuerberge an einzelnen Stellen, während die dazwischenliegenden Strecken nur spärlich mit Vulkanen besetzt sind. Gleich am Südennde erhebt sich die schön bewaldete Gruppe der Falkenlei (Abb. 260), eines prächtig geformten Schlackenkegels, von dessen Gipfel man einen beträchtlichen Teil der Boreiereifel, ein ganzes Heer vulkanischer Kuppen und Regel, überschaut. Der Falkenleifrater ist größtenteils durch Erosion zerstört, und auch der Lavaström, der weiter unten die Schieferhülle durchbrach und mit seinem Blutwogen das ganze Vertrichs Tal erfüllte, ist bis auf kleine Reste, meist einzeln liegende Blöcke, fortgewaschen. Ein eigenartiges Naturspiel wird in der berühmten, eine Viertelstunde von Bad Vertrich entfernten Käsegrotte sichtbar. Hier tritt zu der gewöhnlichen säulenförmigen Gliederung der Lava noch eine wagerechte Zerklüftung, so daß jede Säule aus zahlreichen abgeplatteten Stücken besteht, die, zumal ihre Kanten durch Verwitterung gerundet sind, ungefähr wie aufeinandergeschichtete Käse aussehen. Die Grotte selbst ist künstlichen Ursprungs.

Nicht überall besaß die vulkanische Kraft genügend Energie, um nach Zersprennung des Untergrunds hohe Schlackenkegel aufzutürmen und glutflüssige Massen bis zur Erdoberfläche emporzupressen, an vielen Stellen erschöpfte sie sich im Ausblasen einer trichterförmigen Öffnung, aus der kurze Zeit hindurch Asche, Sand und Lapilli, vermengt mit Brocken devonischer Sedimente ausgestoßen wurden, worauf wieder vollkommene Ruhe eintrat. So entstanden die Maare, jene stillen, waldfeschlossenen oder auf einsamer, über Hochfläche gelegenen Seen, so auch die zahlreichen, vertorften und versumpften Kesseltäler, die der Tourist, weil sie im Landschaftsbild nicht so auffällig hervortreten, weniger zu beachten pflegt. Mit Ausnahme zweier, des Meerfelds und des Ulmer Maars, liegen alle jetzt noch mit Wasser gefüllten Maare auf der Vulkanreihe der Boreiereifel. Das größte und schönste ist das Pulvermaar bei Gillensfeld, ein kreisrundes, 700 m breites Becken, umgeben von hohen, steilen Gehängen, die der prächtigste Buchenwald schmückt. Am Südufer erhebt sich der Römerberg, ein ausgebrannter Schlackenkegel, bekannt durch seine reichlichen, von der vulkanischen Hitze angeschmolzenen Schiefer- und Grauwackestücke. Westlich von Gillensfeld liegt das fischreiche Holzmaar, daneben das kleinste von allen, die „Nütsche“, mit nur 60 m Durchmesser.

Wie in dieser Gegend, so hat auch etwas weiter nordwestlich, bei Daun, die vulkanische Kraft mehrere Trichter dicht nebeneinander ausgepresst. Jedes der drei Dauner Maare hat anderen Charakter, andere Höhenlage, andere Umgebung. Von Süden her erreichen wir zuerst das freundliche, in Felder und Wiesen gebettete Schalkenmehrer Maar, eigentlich ein Doppelmaar, dessen östlicher Kessel jedoch längst vertorft und ausgetrocknet ist. Den steilen, westlich vorgelagerten Tuffwall erklimmend, gelangen wir an den Rand des 60 m höher gelegenen Weinsfelder Maars, dessen Name im seltsamen Gegensatz zu der traurigen Ode der Umgebung steht. Schwarze Lavasande und Schlacken, auf denen nur kümmerlicher Pflanzenwuchs gedeiht, bedecken ringsum die Ufer und Gehänge, vergebens sucht das Auge nach einer menschlichen Siedelung, einem Bauernhof, einer Arbeiterhütte, nur ein ärmliches, mit Gräbern umgebenes Kirchlein, der einzige Überrest des vor Jahrhunderten untergegangenen Dorfes Weinselden, blickt von der Höhe der Umwallung auf den schweigenden Seespiegel hinab. Von dieser ernsten Stätte steigen wir westlich durch Buschwerk und Heide empor zum Mäuseberg, dessen Gipfel eine aus Lavablöcken errichtete Schutzhütte trägt. Hier wartet unser eine prächtige Aussicht fast auf die ganze vulkanische Eifel, von den Kuppen bei Vertrich bis zur Hohen Acht fern im Norden; selbst über das Moseltal schweift der Blick hinweg bis zu den hohen langgestreckten Quarztrüden des Hunsrück. Aber westlich, unmittelbar zu unseren Füßen, schlummert, im tiefen Waldkessel versteckt, das kleine, liebliche Gemüdener Maar, dessen grünumrahmter Spiegel bald sichtbar wird, wenn wir vom Mäuseberg an der steilen bebuchten Kraterwand hinabsteigen.

Am dichtesten scharen sich die Feuerberge dort, wo die Vulkanreihe auf das Kylltal stößt, d. h. in der Gegend von Gerolstein. Auf beiden Talseiten ist die Hochfläche mit Asche, Sand und Schlacken meterhoch überschüttet; dazwischen ragen Regel und Krater auf, denen zahlreiche Lavaströme entquollen sind. Manche dieser Regel trugen im Mittelalter stattliche Burgen, wie z. B. das seit dem vierzehnten Jahrhundert in Trümmern liegende Schloß Daun, die Stammburg eines hochangesehenen Grafengeschlechts, dem auch der bekannte Gegner Friedrichs des Großen, der Sieger von Rolin und Hochkirch, angehörte. Besser erhalten ist die Kasselburg bei Pelm, deren schöne Zinnen-

türme, weit über die Buchenwipfel hinausragend, wundervolle Blicke auf das vielgewundene Kylltal bieten. Der höchste aller Regel, zugleich Gipfelpunkt der gesamten Vordereifel, ist der Erresberg (702 m) bei Dothweiler; ihm gegenüber liegt der Dreier Weiher, ein entwässertes Maar, auf dessen Tuffwällen viele Olivinbomben zu finden sind.

Auch im Kylltal erstreckte sich die vulkanische Tätigkeit über lange Zeiträume; viele Vul-

und jüngsten Ausbruch dieses Vulkangebiets! Kräftig erhalten ist auch der Krater der Papenkaule, hoch oben auf dem Dolomitplateau der Munterlei, das er mit Wurfgeschlacken, Lavafladen, Blöcken, feinen und groben Lavasanden weithin überschüttet hat. Der glutflüssige Strom entquoll nicht dem Krater selbst, sondern einer tiefer gelegenen Seitenspalte; einem Bach einschneidend folgend, floß er in weitem Bogen an der zackigen Auburg vorbei hinab ins Kyll-



Abb. 261. Der Nordkrater des Mosensbergs (Wanzenboden). (Phot. A. v. d. Trappen.)

fane, deren Lavaströme hoch über dem heutigen Talgrund lagern, entstammen offenbar den frühesten Abschnitten des Diluviums oder gar dem Ende der Tertiärperiode. Seit dem großen Ausbruch des Kalenbergs bei Birresborn, der zu den allerältesten gehört, hat die Erosion das Tal etwa 60 m tiefer ausgenagt, während die Papenkaule bei Gerolstein noch in Tätigkeit war, als die Kyll kaum 4 m über ihrem gegenwärtigen Niveau floß. Mindestens 56 Erosionsmeter, die, in Jahrtausende umgerechnet, eine stattliche Ziffer ergeben würden, liegen zwischen dem ältesten

tal, wo er sich ausbreitete und später vom Fluß durchschnitten wurde. Die lange, in Säulen gegliederte Basaltwand unterhalb Gerolstein auf der rechten Talseite rührt von diesem Lavaergusse her.

Abseits von der Hauptreihe steht bei Manderscheid am Lieserflüßchen der schönste und interessanteste aller Eifelvulkane, der fünfzackige, weit ins Land schauende Mosenberg (Abb. 261). Sein langgestreckter, aus schwarzen Schlacken und Sanden aufgebauter Rücken trägt nicht weniger als vier Krater; die beiden nördlichen, Hinfelsmaar und Wanzenboden, sind

rings geschlossene, steilwandige Trichter, deren jeder am Grunde einen kleinen See birgt,*) die beiden südlichen sind flacher, hängen mit einander zusammen und liegen trocken. Den Wall des südlichsten Kraters hat ein gewaltiger Lavaström durchbrochen, der sich durch den Horngrabens ins enge Tal der Kleinen Kyll hinabwälzte, wo jetzt seine 30 m hohen Säulen durch Steinbrüche freigelegt sind (Abb. 262). Der kleine Fluß hat das harte Gestein vollständig durchsägt und aus seinem Bette weggeräumt, ja, sich seitdem noch 10 m tiefer in die devonischen Schiefer und Grauwacken eingegraben; denn 10 m über seinem heutigen Spiegel liegt zwischen Schiefer und Lavaström eine von demselben Fluß abgesetzte Geröllschicht. Zahlreiche, in den devonischen Fels gebohrene Wannen und Strubellöcher bezeugen die Gewalt der Erosion, die selbst heute, wie der kleine, talabwärts gelegene Wasserfall lehrt, ihr Ziel noch nicht ganz erreicht hat.

Nördlich schließt sich an den Mosenberg das 1000 m breite Meerfeld der Maar, das in der Vorzeit, als es noch ganz voll Wasser war, einen großartigen Anblick gewährt haben muß; jetzt bedecken den Grund zur Hälfte sumpfige Wiesen, Häuser sind in den Kessel hineingebaut, und durch Anschwemmung, Versumpfung und künstliche Entwässerung geht auch der Rest des Wasserbeckens seiner vollständigen Austrocknung entgegen.

Auf der entgegengesetzten Seite der Eifel, am Rand des niederrheinischen Tieflandes, steht einsam wie der Mosenberg ein anderer, gleichfalls sehr junger Vulkan, der Roderberg bei Rolandseck. Steigen wir vom malerischen Rolandsbogen hinauf zum Gasthof, so befinden wir uns auf dem breiten vulkanischen Schladen-

wall und blicken hinab in die flache Kratermulde, in der, von Feldern und Wiesen umgeben, ein Bild friedlicher Ruhe, der Buchhof liegt. Und doch ist es noch garnicht so lange her, daß der Roderberg glühendheiße Aschen- und Dampfswolken ausspie und seine Nachbarschaft mit einem Hagel scharfkantiger Lavageschosse bedachte. Einige Forscher glaubten sogar, eine Stelle in den Annalen des römischen Geschichtsschreibers Tacitus, wo von einem großen Brand in der Nähe von Köln die Rede ist, auf die Eruption des Roderbergs

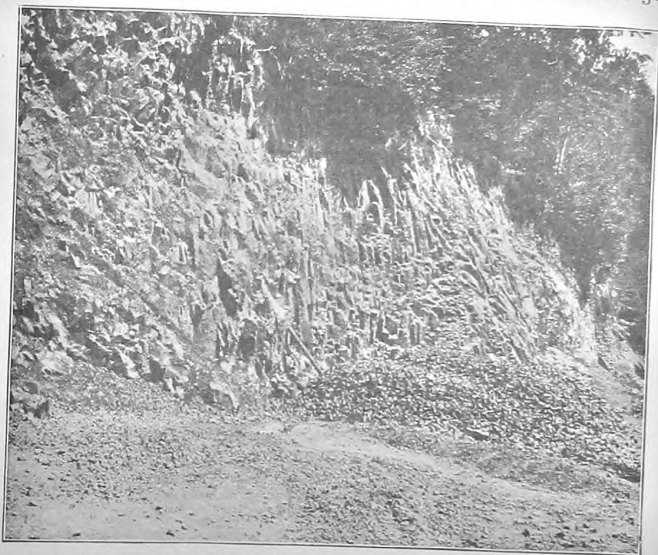


Abb. 262. Das von der Kleinen Kyll abgelagte Ende des großen Lavaströmes vom Mosenberg.

beziehen zu sollen. Aber dem widerspricht der geologische Befund: die Mitte des Kraters füllt Löß, der hier also jünger ist als der letzte Ausbruch, und in den Hohlwegen am Nordfuß des Berges liegen Schlacken und Lavasand mitten in den Lößwänden, woraus hervorgeht, daß der Roderberg zur selben Zeit tätig war wie die Laacher Vulkane, deren jüngste Auswürflinge ja ebenfalls mit Löß wechsellagern. Noch vor Ablauf der Diluvialzeit dürfte er erloschen sein; zum Ausfluß eines Lavaströms ist es bei diesem wohl nur kurzlebigen Feuerberg gar nicht gekommen.

Auf dem Kraterand des Roderbergs stehen wir dem Siebengebirge unmittelbar gegenüber; nur durch den breiten Spiegel des Rheinstroms getrennt, steigt drüben die schroffe Trachtywand des Drachensfelsens aus der Flut empor. Leicht könnte uns diese enge Nachbarschaft

*) Diese Kraterseen führen mit Unrecht den Namen „Maare“; denn ein Maar ist ja ein unentwickelter, auf der Vorstufe seiner Bildung stehengebliebener Vulkan, während der Mosenberg alle Kennzeichen eines voll ausgereiften Feuerbergs zur Schau trägt.

verleiten, den Roderberg für einen durch Erosion abgespaltenen Teil des Siebengebirges zu halten, aber ein solcher Zusammenhang hat in Wirklichkeit niemals bestanden. Denn erstens ist das Siebengebirge viel älter als alle diluvialen Eisfjellvulkane, es stammt aus der miozänen Braunkohlenzeit und ist bei all seiner Schönheit doch nur eine großartige Ruinenstätte, und zweitens weicht die Lava des Roderbergs, ein poröser Leuzitbasalt, so weit von allen Siebengebirgsgesteinen ab, daß man ihren Ursprung wohl in einem anderen vulkanischen Herde suchen muß. Dieser liegt nicht allzu fern: am Laacher See, dessen Vulkane ja eine ganz ähnliche Leuzitlava auswarfen. So darf der Roderberg als äußerster, nördlichster Vorposten des Laacher Vulkangebiets gelten.

Gewaltige Lavaergüsse haben die Kuppen des Siebengebirges aufgetürmt, aber sein heutiges Relief verdankt das schöne Bergland in erster Linie den zerstörenden Kräften der Erosion und Abtragung. Den Untergrund bilden, wie im übrigen Schiefergebirge, unterdevonische Schiefer und Grauwacken; darüber breitet sich die miozäne Braunkohlenformation aus, bleibt jedoch meist unter den mächtigen Trachyttuffen versteckt, die den größten Teil des Siebengebirges einnehmen. Diese dreifache Schichtenfolge, Devon, Tertiär, Tuff, wird von den Eruptivschloten durchbrochen, die sich nach oben hin allmählich verbreitern und als Trachyt-, Andesit- und Basaltkuppen aus der Tuffdecke auftauchen. Am miozänen Alter der Ausbrüche ist nicht zu zweifeln, da die Tuffe an manchen Stellen mit den Braunkohlenschichten wechsellagern und gelegentlich selbst Blätter von Braunkohlenpflanzen enthalten. Allerdings lagert ein Teil der Trachyttuffe nicht mehr dort, wo er als Aschen- und Steinregen zu Boden fiel, sondern ist verschwemmt und durch Gerölle, Gehängeschutt und dgl. verunreinigt.

Um gute Tuffaufschlüsse zu sehen, muß man die von Königswinter ins Gebirge führenden Täler und Schluchten besuchen, vor allem die Gegend der „Ofenkuhle“, wo die sogenannten Backsteinsteine gewonnen werden. Das helle, oft ganz weiße Aschengestein ist im „Bergfeuchten“ Zustand weich, wird aber an der Luft hart und feuerfest. In der feinerdigen Masse bemerkt man allerlei Krystalle, z. B. Feldspat, Hornblende, Magneteisen, die sich schon im Krater ausgegossen hatten und dann mit der zerstäubten Lava zusammen ausgeschleudert wurden; selbst Edelsteine wie Saphir und Hyazinth sind gelegentlich dabei. Außer-

dem umschließt die Asche eine Unmenge größerer Auswürflinge sowie Bruchstücke von Trachyt und devonischer Grauwacke, endlich als größte Merkwürdigkeit eine stattliche Zahl Proben der tief unten liegenden, im rechtsrheinischen Schiefergebirge nirgends zutage tretenden Granit- und Gneisformation.

Bedenkt man den geringen Umfang des Siebengebirges, so wirkt die Mannigfaltigkeit der vulkanischen Gesteine höchst überraschend. In bunter Reihe wechseln die verschiedenartigsten Trachyte, Andesite und Basalte miteinander ab, selten trifft es sich, daß zwei einander benachbarte Kuppen aus gleichartigen Laven gebildet sind. Am bekanntesten von allen Kuppengesteinen ist der raue, mit großen Sanidintafeln erfüllte Trachyt, der die schroffen, pfeilerförmig gegliederten Klippen des Drachenfelsens aufbaut. Dasselbe Gestein zeigt sich weiter landeinwärts am Schallenberg, Geisberg, Wasserfall, an der Rosenau und einigen anderen Punkten, aber die unmittelbaren Nachbarn des Drachenfelsens, Wolfenbürg und Hirschberg, bestehen aus einer anderen, zwar trachytähnlichen, doch etwas dunkleren, basischeren Felsart, nämlich Andesit.*) An der Wolfenbürg, die durch riesige Steinbruchanlagen schon halb zerstört ist, sieht der Andesit im Handstück nahezu körnig aus; gewaltige, beim Abbau stehen gebliebene Felspfiler lassen die säulenförmige Absonderung klar hervortreten. Einen ausgezeichnet porphyrischen Andesit findet man nördlich der Löwenbürg. Am Aufbau dieser ruinengekrönten Kuppe beteiligen sich verschiedenartige Laven, darunter eine in Deutschland sehr selten vorkommende, nephelinhaltige Abart des Gabbro, Esserit genannt, die unmittelbar am Gipfel ansteht.

Wandern wir von der Löwenbürg hinüber zum idyllisch gelegenen Margaretenhof, so begegnen wir unterwegs am Lohrberg einer Trachytvarietät, der die großen Sanidintafeln des Drachenfelsltrachyt fehlen; ihre Stelle nehmen unregelmäßige, helle Feldspatflecken ein. Noch in vielen anderen Abarten tritt das Gestein auf, doch sind dies meistens, wie z. B. der grünlige Natrontrachyt vom Kießbrunnen, räumlich sehr beschränkte Vorkommen. Die wich-

*) Andesit ist das dem Tiefengestein Diorit entsprechende Oberflächen- oder Ergußgestein (vgl. Bd. I. S. 6) mit Einsprenglingen von Plagioklas, brauner Hornblende, oft auch Biotit und Augit. Die in Deutschland, z. B. in den Vogesen und im Harz weitverbreiteten Porphyrite sind alte, mehr oder weniger zersetzte und umgewandelte Andesite.

tigste kuppenbildende Felsart nächst Drachensfelsstracht und Andesit ist der besonders im Norden auffällig hervortretende Basalt. Dort liegt der höchste Punkt des Siebengebirges, der Große Ölberg (464 m), von dem man das ganze vielskuppige Bergland überschaut und weit hinausblickt auf die Hochfläche des Westerwalds mit ihren einzeln stehenden Vulkankegeln. Aus Basalt ist auch der nördliche Eckpfeiler des Siebengebirges, der vielbesuchte Petersberg geformt, der wohl ursprünglich mit dem benachbarten Nonnenstromberg ein Ganzes bildete. An diese beherrschenden Gipfel schließt sich gegen Bonn hin noch eine Anzahl niederer Basaltkuppen, von denen der Finkenberg als Fundort interessanter Mineralien berühmt ist.

Während hier und im übrigen Rheinland Hunderte von Kratern brannten und rauchten, kamen in den Mulden und Niederungen zwischen den Vulkanen, ebenso weiter nördlich in der vulkanfreien „Rölnen Bucht“, die Schichten der miozänen Braunkohlenformation zum Absatz. Dies sind zumeist Sande und Tone, in denen die Flöze Zwischenlagen von wenigen Metern Dicke bilden (ausnahmsweise kommen Flöze von 30–50, ja über 100 m Mächtigkeit vor). Doch haben auch die „unproduktiven“ Schichten ihren Wert: die Sande sind häufig so rein, daß sie zur Glasfabrikation benutzt werden können, und aus den Tonen brennt man Ziegel oder verbäckt sie zu Steingut, letzteres namentlich bei Grenzhausen und Höhr auf dem Westerwald, wo die „Rannebäder“ wohnen. Nach den reichhaltigen Pflanzenfunden zu urteilen, gleichen die rheinischen Braunkohlenwälder durchaus denen des Molasselandes (vgl. S. 106), nur daß hier im Norden die tropischen Gewächse ein klein wenig mehr in den Hintergrund traten. Ahornbäume und immergrüne Eichen, Nußbäume, Zypressen und Taxisbäume bildeten hier wie dort den Kern der Wälder, während den Palmen das Klima schon etwas zu rauh geworden war. Alten verpumpten Urwaldboden mit aufrechtstehenden, bewurzelten Stämmen hat man in mehreren Braunkohlengruben der Bonner Gegend angetroffen. Bei Rott am Nordfuß des Siebengebirges, wo eine äußerst dünnstiefige „Blätterkohle“ mit Forstkiefer wechsellagert, fanden sich neben vielen Pflanzen (etwa 250 Arten) reichliche Überreste der damaligen Tierwelt: Süßwasserfische, besonders Karpfen, wie *Leuciscus papyraceus*, Riesensalamander, Frösche, eine Unmenge Insekten und endlich die bekannten großen Landsäugetiere jenes Zeitalters, Arten vom Nashorn, Mastodon und Kohlentier (*Anthracothe- rium*). Die nämliche Flora und Fauna wurde in einigen Gruben des Westerwalds, bei Westerburg, Gusterhain und Breitscheid gesammelt. Sie hat durchaus miozänen Anstrich, nur das Kohlentier gilt sonst für eine oligozäne Leitform.

Im Norden der Rölnen Bucht, auch schon in der Nachener Gegend, wurden häufig unter der Braunkohlenformation oberoligozäne Meeresande erhohrt, östlich von Düsseldorf werden sie an der Erdoberfläche sichtbar und bilden eine niedrige Vorterrasse, die bei Erkrath vom Düsseldorf durchschnitten wird. Bei Ratingen beobachtet man unter diesen Sanden noch mitteloligozänen Septarienton. Das tertiäre Nordmeer, an dessen Küste sich diese Schichten niederschlugen, reichte etwa bis zur Linie Düsseldorf-Neuß-Jülich-Nachen. Weiter südlich war bis zum Rand des Mainzer Beckens Land; daher ruht im Siebengebirge, in der Eifel und im Westerwald die Braunkohlenformation entweder unmittelbar auf dem stark gefalteten Devon oder auf alttertiären Tuffen und Lavadecken. Obwohl naturgemäß alle Braunkohlenlager in Tälern, Becken, Niederungen entstanden sein müssen, finden wir nicht wenige von ihnen hoch über den heutigen Tälern, z. B. im Westerwald 400–450 m über dem Meer. Dies erklärt sich zum Teil daraus, daß seit der Tertiärzeit ganz neue, viel tiefer eingeschnittene Talssysteme ausgefurcht worden sind, zum Teil aus wirklichen Krustenbewegungen, z. B. dem Einbruch des Neuwieder Beckens und der entsprechenden Höherlegung des Westerwalds. Durch dieses Gebirge ziehen kohleführende Schichten von Montabaur ostwärts über Westerburg und Mengerskirchen bis zur östlichen Abdachung bei Driedorf und Greifenstein. Südwärts schließen sich die Flöze der Gegend um Limburg und Hadamar an. In der Regel liegen die Braunkohlenschichten auf mächtigen Basaltergüssen, zuweilen auch in der Mitte zwischen älteren und jüngeren Basaltströmen („Sohlbasalt“ und „Dachbasalt“). Sonach haben wir uns den miozänen Westerwald samt Siebengebirge, Rölnen Bucht und Teilen der Eifel als ein mit Urwäldern, Mooren und Binnenseen bedecktes Land vorzustellen, dem die zahllosen aufgesetzten Vulkankegel ein gebirgiges Aussehen verliehen, obwohl die ursprüngliche Landoberfläche nur wenig über dem Meerespiegel lag.

Mit Ausnahme des Vertenauer Kopfs bei Neustadt an der Wied, dessen Krater ziemlich

gut erhalten ist und dessen Lava mit der des Roderbergs übereinstimmt, scheinen sämtliche Westerwaldvulkane aus der Tertiärzeit zu stammen. Basaltvulkane (Feldspat-, seltener Nephelinbasalt) haben bei weitem das Übergewicht; zählte doch H. v. Dechen zwischen Sieg, Rhein und Lahn nicht weniger als 410 einzelne Basaltkuppen, dazu noch 45 Gänge desselben Gesteins. Dieser Reichtum ist umso

vom Laacher See herübergeweht wurde, war schon früher die Rede.

So reichen Nutzen auch der Mensch aus den Gesteinen der alten Feuerberge zieht, hat ihm doch der rheinische Vulkanismus ein noch viel kostbareres Geschenk gespendet: die Fülle kalter und warmer Mineralquellen, die nicht nur im eigentlich vulkanischen Gebirge, sondern auch am Rand des Massivs, wo die



Abb. 263. Basaltsteinbruch „Steinbühl“, 1 km westlich Weilburg, rechts der Lahn. (Phot. Lohmann, Weilburg.)

merkwürdiger, als der benachbarte, nur durch das Lahntal vom Westerwald geschiedene Taunus auffallend vulkanarm ist. Die mittleren höchsten Teile des Westerwalds nehmen breite, durch Erosion zerstückelte Basaltdecken ein; von diesem Zentrum strahlen nach allen Richtungen kleine Vulkanreihen aus. Zwischen Montabaur, Selters und Westerburg bauen trachytische Laven einige zwanzig Bergkuppen auf; abseits, dem Rand des Vulkangebiets genähert, liegen die beiden Trachytkegel der Arzbacher Köpfe unweit Ems. Auch Andesit- und Phonolithkegel kommen in geringer Zahl vor. Vom Bimsand des Westerwalds, der wahrscheinlich

großen Bruchspalten verlaufen, aus beträchtlicher Tiefe empordringen. Die übergroße Mehrzahl dieser Quellen zeichnet sich durch hohen Kohlen säuregehalt aus, es sind — im übrigen wechselnd zusammengesetzte — Säuerlinge. Ihre Entstehung haben wir uns, wie ich bei früherer Gelegenheit ausführte,^{*)} in der Regel so zu denken, daß Grundwasserströme in der Tiefe auf Erdschichten stoßen, die mit gasförmiger, dem vulkanischen Herd entquellender Kohlen säure durchtränkt sind. Das va-

^{*)} Vgl. Bd. I. S. 237 f., wo auch die Begriffe juvenil und vados erklärt sind.

doße Wasser saugt die juvenile Kohlenäure auf und bekommt dadurch einen starken Auftrieb, der den Strom befähigt, in Klüften emporzusteigen und an einer schwachen Stelle der Kruste als schäumender Sprudel hervorzubrechen. Doch auch ohne Beihilfe des Wassers gelingt es der Kohlenäure oft, die Erdoberfläche zu erreichen; Beweise dafür sind die zahlreichen Mofetten der Eifel, besonders des Brohltals, wo sich das Gas sogar in den Kellern vieler Häuser bemerkbar macht.

Welch ungeheure Mengen Kohlenäure die vulkanischen Herde der Eifel aushauchen, ersieht man z. B. daraus, daß allein im Kreis Daun die Zahl der Sauerbrunnen sich auf etwa 500 beläuft. Eine noch höhere Ziffer dürfte sich für das Laacher Gebiet einschließlich Brohltal ergeben. Auch im Ahrtal bis Einzig entspringen viele Sauerquellen, darunter der im Jahr 1852 erbohrte Apollinarisbrunnen, eins unserer beliebtesten Tafelwasser, und nicht weit davon die so schnell berühmt gewordenen Quellen von Neuenahr, deren überragende Heilkraft in wenigen Jahrzehnten ein großes modernes Weltbad ins Leben gerufen hat. Gegenüber der Mündung des Brohltals, beim Dorf Arienheller, bricht aus den unterdevonischen Tonstiefen der Dreikönigsprudel hervor, in Temperatur, Zusammenetzung und Geschmack dem Apollinaris ähnlich, und auf einer Rheininsel bei Andernach wurde 1904 in 340 m Tiefe der merkwürdige Namedysprudel erbohrt, der nach Art eines Geisers in Zwischenräumen von etwa drei Stunden 30–40 m hoch springt (vgl. Bd. I, S. 248). Im Kylltal haben wir zunächst die Brunnen von Biresborn, deren schmachtendes Wasser schon seit Jahrhunderten versandt wird, dann talaufwärts die in neuester Zeit erschlossenen Gerolsteiner Sauerlinge, den am Fuß der Rasselburg entspringenden Schloßbrunnen, ferner den prachtvollen Gerolsteiner Sprudel, der sein zu weißem Gischt zerstäubtes Wasser 60 m hoch schleudert, die Charlottenquelle, den Florabrunnen usw. Die Spalten des zerrütteten Gebirges als Wege benutzend, dringt die Kohlenäure selbst über die Grenzen der vulkanischen Herde hinaus, wofür der Rhenser Sauerbrunnen, im natürlichen Zustand trotz seiner randlichen Lage einer der kohlenäurereichsten Sprudel, als Beispiel dienen mag.

Außer dem perlenden Gase enthalten alle Sauerlinge viel Natron, ferner alkalische Erden (Kalk und Magnesia) sowie etwas Eisen. Nur wenige Brunnen (Niederfelters, Fachingen)

kommen im natürlichen Zustand, wie sie aus der Erde quellen, zum Versand, die meisten werden „korrigiert“, um sie wohlschmeckender zu machen. Vor allem wird das Eisen entfernt, da es den Geschmack im hohen Grade beeinträchtigt und bei Mischung mit Rotwein sehr störend wirkt. Sodann sättigt man das Wasser mit natürlicher, meistens der gleichen Quelle entnommener Kohlenäure und fügt bei salzarmen Brunnen auch etwas Kochsalz hinzu. Die Industrie dieser Tafelwasser hat in den letzten Jahren einen mächtigen Aufschwung genommen, viele Millionen Flaschen und Krüge wandern alljährlich aus der Eifel und ihrer Nachbarschaft in die Welt hinaus.

In der Regel sind die warmen Sauerquellen stärker, d. h. salzreicher als die kalten; es gibt jedoch auch Ausnahmen wie die Thermen von Schlangenbad, deren Wasser eben darum so wundervoll weich und angenehm zum Baden ist, weil es so wenig feste Stoffe aufgelöst enthält.*) Kräftiger sind die weltberühmten Emser Thermen, Kränchen, Kesselbrunnen, Römerquelle mit Chlornatrium und doppelkohlen-saurem Natron als Hauptbestandteilen. Ihr Salzgehalt bleibt das ganze Jahr hindurch unverändert, obwohl die Ergiebigkeit mit dem Wasserstande der Lahn schwankt. Am wärmsten (50° C.) ist die Neuquelle, dann folgen Kesselbrunnen und Römerquelle (44 Grad C.). Die Emser Thermen leiten hinüber zu den sehr starken und zum Teil sehr heißen Kochsalzbrunnen und Kochsalzfäuerlingen, die auf den großen Gebirgsspalten am Südrand des Taunus und Hunsrück in die Höhe steigen. Ihnen verdanken die berühmtesten Kurorte des Rheinlands, Wiesbaden, Homburg v. d. H., Soden, Nauheim, Kreuznach, Münster am Stein, ihre Blüte. Vor ein heißes Problem stellt uns der hohe Kochsalzgehalt dieser Quellen; die stets wiederkehrende Frage: juvenil oder vados? läßt sich hier außerordentlich schwer entscheiden. Wer an der vadosen Herkunft festhält, muß schon annehmen, daß die Grundwasserströme tief unter dem Taunus und Hunsrück verborgene Steinialzlagerestätten auslaugen; denn die gewöhnlichen, uns von der Oberfläche her bekannten Gesteine können unmög-

*) Die Schlangenbader Quellen enthalten in 1 kg Wasser nur 0,4 g gelöste Salze, während der Arienheller 4,9 g, der Namedysprudel 8,2 g, der Wiesbadener Kochbrunnen 8,6 g, der Homburger Elisabethbrunnen 11,25 g, der dortige Solfprudel 26,5 g und der Nauheimer Friedrich-Wilhelmsprudel 33,6 g feste Stoffe in Lösung führen.

lich dem Grundwasser so gewaltige Mengen Chlornatrium liefern. Aber soweit das rheinische Schiefergebirge der unmittelbaren Beobachtung zugänglich ist, hat man bislang nirgends auch nur das kleinste Steinsalzlager entdeckt, überdies ist gerade im Untergrund des Taunus die Existenz sedimentären Steinsalzes aus tektonischen Gründen recht unwahrscheinlich. Bedenkt man ferner, daß manche Solquellen (Wiesbaden, Nauheim) schon den vorgegeschichtlichen Ureinwohnern bekannt waren, also seit Jahrtausenden fließen, daß diese Quellen in jeder Jahreszeit die gleiche Wasserfülle und den gleichen Salzgehalt zeigen, einerlei, ob die Sommer trocken oder regnerisch, die Winter schneereich oder schneearm sind, so wird man diese unwandelbare Beständigkeit, diese Unabhängigkeit von den oberirdischen Verhältnissen mit Recht als juveniles Kennzeichen deuten. Wie bei den Karlsbader Thermen (vgl. Bd. I, S. 258), so stammt höchstwahrscheinlich auch das Kochsalz der Wiesbadener, Nauheimer und Homburger Quellen aus dem Magma und ist ein vulkanisches Erzeugnis so gut wie die Kohlensäure.

Die wärmste aller rheinischen Heilquellen ist mit $65,7^{\circ}$ C. der Wiesbadener Kochbrunnen, ein ganz absonderlich, fast wie schwache Fleischbrühe schmeckendes Mineralwasser. Seine chemische Zusammensetzung ist ungemein verwickelt; abgesehen von den Hauptbestandteilen (Kochsalz, kohlensauren und schwefelsauren Alkalien und alkalischen Erden), enthält er geringe Mengen Brom, Arsen, Bor- säure, Kieselsäure, Spuren von Jod, Phosphorsäure, Titansäure usw. Außerdem sind in Wiesbaden noch 26 andere Quellen erschlossen, deren Temperatur umso niedriger ist, je weiter ihr Ursprung vom Kochbrunnen entfernt liegt. Unter ihnen zeichnen sich Adler- und Schützenhofquelle durch ziemlich bedeutenden Lithiumgehalt aus. Die meisten brechen aus diluvialen Schuttmassen hervor, entstehen aber zweifellos in viel größerer Tiefe; bei einigen, wie z. B. dem Kochbrunnen, ließ sich nachweisen, daß sie in den Randspalten des Gebirges in die Höhe steigen.

Die Homburger Quellen entspringen in

den kambriischen Phylliten und Quarzgängen unter der Talsohle, sie sind im allgemeinen stärker als die Wiesbadener, aber kalt (Temperatur $10-12^{\circ}$). Unter ihren Salzen spielen die Erdkalkien Kalk und Magnesium eine ziemlich wichtige Rolle, obgleich sie an Menge immer noch weit hinter dem Chlornatrium zurückbleiben. Einige Brunnen sind zugleich Eisensäuerlinge. Ähnlichen Charakter hat das Kronstaler Mineralwasser. Im nahen Soden finden wir wieder mehrere Thermen, deren bedeutendste der aus 230 m Tiefe emporwallende, eisenreiche „Sprudel“ ist, doch erreicht keine auch nur annähernd die Hitze des Wiesbadener Kochbrunnens. Die meisten Sodener Quellen — ebenfalls Kochsalzsäuerlinge mit wesentlichem Gehalt an Erdkalkien — sind kalt. Als äußerstes Glied dieser Kette von Weltbädern bleibt schließlich das in der Wetterau zwischen Taunus und Vogelsberg gelegene Bad Nauheim übrig. Drei mächtige Solprudel entspringen hier 160–210 Meter unter der Erdoberfläche auf Verwerfungen, die den mitteldevonischen Stringozephalenkalk von älteren Devonischen trennen. Der 1839 entdeckte „Große Sprudel“ ist die kohlensäurereichste Thermalquelle Deutschlands, an Wasserfülle übertrifft ihn jedoch der etwas später erbohrte Friedrich-Wilhelmsprudel, der in 24 Stunden nicht weniger als 12 000 Hektoliter Sole auswirft.* Weniger ergiebig ist der dritte, der Ernst-Ludwigsprudel. Alle drei springen ununterbrochen, nicht etwa nur stundenweise wie die Geiser; ihre Temperaturen liegen zwischen 30 und 34° , ihr Lithiumgehalt ist beträchtlich. Die drei anderen, nicht sprudelnden Quellen Nauheims kommen aus Tertiärschichten und sind bedeutend kälter ($17-20^{\circ}$); eine Sonderstellung nimmt unter ihnen der Ludwigbrunnen ein, der im Gegensatz zu allen hier erwähnten Taunusquellen kein Kochsalzbrunnen, sondern ein schwacher, erdiger Säuerling ist.

*) Er wird in Deutschland nur vom Rissinger Schönbornsprudel übertroffen, der täglich rund 15 000 Hektoliter liefert. Der Wiesbadener Kochbrunnen, schon eine sehr ergiebige Quelle, fördert doch in 24 Stunden nur 5470 Hektoliter an die Oberfläche.



Fünfter Abschnitt

Die herzynischen Gebirge.

Erstes Kapitel. Das Gebiet der Kreidefaltung.

Von Bentheim an der holländischen Grenze ostwärts bis in die Nähe von Magdeburg zieht sich ein an beiden Enden schmaler, in der Mitte ziemlich breiter Gebirgsstreifen hin, der in eigentümlichem Gegensatz zu allen anderen Mittelgebirgen Deutschlands steht. Überall, wo wir auf unseren bisherigen Wanderungen die Schichtsysteme der Trias- und Jurazeit antrafen, im Schwarzwald, auf der schwäbischen und fränkischen Alb, in der Pfalz und in Hessen, fanden wir sie, von Verwerfungen abgesehen, in durchaus ungestörter, nahezu wagerechter Lagerung; mit dem Ausklingen der karbonischen Faltung, die, wie wir sahen, bis ins Rotliegende fortwirkte, waren in jenen Gegenden die gebirgsbildenden Vorgänge endgültig abgeschlossen. Ganz anders in dem der norddeutschen Tiefebene unmittelbar vorgelagerten Gebirgszug, den wir jetzt betreten. Zwar herrschte auch hier lange Zeiträume hindurch, vom Einbruch des Zechsteinmeers bis gegen Ende der Juraperiode, vollkommene Ruhe, dann setzten aber neue Faltungen ein, die zunächst einen Teil des damaligen Nordmeers zum flachen, sumpfigen und seenreichen Tiefland umschufen: die Ablagerungshäute der Wealden- oder Wäldertonformation. Später wiederholten sich die Krustenbewegungen und zogen immer weitere Landstriche in Mitleidenchaft; nicht nur Zechstein, Trias und Jura, sondern auch die untere und stellenweise selbst die obere Kreide wurden zu Sätteln und Mulden aufgestaut und zusammengeschoben. Eine Unmenge Brüche und Verwerfungen durchstößt den Boden nach allen Richtungen und verwirrt den Bau des Ganzen in so hohem Grade, daß die Lagerungsverhältnisse oft äußerst schwer zu deuten sind. Wahrscheinlich haben sich die Gebirgsbewegungen bis ins jüngere Tertiär fortgesetzt, ja, es erscheint möglich, daß sie noch in der Gegenwart wirksam sind (Einfurz des Altenbeker Tunnels im Juli 1905).

Der Kreidefaltung — man gibt ihr diesen Namen, weil sie zur Kreidezeit ihren Höhe-

punkt und weitesten Umfang erreichte — verdankt das nordwestliche Deutschland eine Anzahl Bergketten, die trotz ihrer geringen Kammhöhe (200—400 m) den Eindruck mächtiger, hoch aufragender Gebirgswälle machen, weil sie unmittelbar aus der Tiefebene oder wenigstens aus breiten, tief eingeschnittenen Tälern in die Höhe steigen. Im Westen haben wir die gewaltige Doppelmauer des Teutoburger Waldes und des Weser- und Wiehengebirges, die sich als trennender Wall zwischen das westfälische Kreidebecken und die hannoversche Moor- und Dünenlandschaft einschneidet. Ungemein merkwürdig ist die außerordentliche Länge und der ausgesprochen linienförmige Verlauf dieser Ketten, ein Zeichen, daß sie an zusammenhängenden, fast geradlinig streichenden Bruchspalten in die Höhe gepreßt wurden.

Der südlichste und höchste Abschnitt des Teutoburger Waldes, die Egge, ein rauher, felsiger Bergkamm, knüpft in der Gegend von Scherfede und Marsberg an die äußersten Ausläufer des rheinischen Schiefergebirges an und zieht bis zum lippischen Städtchen Horn in nördlicher Richtung fort. Auf dieser Strecke grenzt das Gebirge noch nicht an die Ebene, sondern wird rechts und links von anderen, wenn auch niedrigeren Bergzügen eingefast, aber die schroffen Felsmauern des „Silsjandsteins“ treten im Landschaftsbild schon sehr auffällig hervor. Um dies zu sehen, braucht man keine weite mühselige Fußwanderung zu unternehmen, schon die Bahnfahrt von Warburg nach Altenbeken bietet die nötige Gelegenheit. Hinter Warburg durchzieht der Zug zunächst eine hügelige Triaslandschaft, wie man sie aus zahlreichen Gegenden Mittel- und Süddeutschlands kennt; vereinzelt in der Ferne sichtbare Basaltkegel zeigen, daß die großen Vulkanherde Hessens ihre Vorposten bis in diese Gegenden vorgeschoben haben. Plötzlich erblickt man hoch oben die kahle Klippenwand der Kreidefandsteine, die aus steilen waldbedeckten Schutthalden her-

vortaucht. Von Borlinghausen bis Willebadessen bleibt sie zur Linken der Bahnlinie ununterbrochen sichtbar. Wollen wir ihren Charakter genauer erforschen, so müssen wir freilich den steilen Aufstieg zur Kammhöhe wagen. Oben führt dicht am Rand des Absturzes durch Heidelbeerkraut, Wacholdergestrüpp und niedere Tannen ein schmaler Pfad, der fast ununterbrochen die herrlichsten Blicke auf die Berglandschaft des Nethegaus, die frucht-

nordwärts weiter zum Belmerstot (468 m), dem Gipfelpunkt des gesamten Teutoburger Waldes. Mancherwärts sind sie in diesen Gegenden durch tiefe Erosionsschluchten zerrissen und zeigen ähnliche phantastische Formen, wie die weltberühmten Quadersandsteine der sächsischen Schweiz. Auch die waldumrauschten Externsteine bei Horn (Abb. 264), riesige, in einer Reihe stehende Felspfeiler, sind die Überreste einer kolossalen, wahrscheinlich von den Schmelz-



Abb. 264. Externsteine bei Horn (Teutoburger Wald).

bare Warburger Börde und darüber hinaus auf die Weserberge und den Habichtswald bei Kassel gewährt. Weiterhin versteckt sich die Sandsteinmauer im Buchenhochwald, aber gerade hier ist sie aufs merkwürdigste zerklüftet; mächtige Felsblöcke wie der „faule Jäger“, angeblich ein uraltes Heiligtum Wodans, liegen einsam im Walde, Höhlen sind im Gestein ausgelaugt und wilde Felsenmeere bedecken die Abhänge. Nördlich schließt sich die Karlschanze an, eine alte Sachsenfeste mit doppeltem Ringwall. Bei Neuenheerse überschreitet die Bahn den Egge-kamm und führt abwärts nach Altenbeken. Die Kreidesandsteine ziehen rechts über den Rehberg, den der Altenbekener Tunnel durchbricht,

wassern der Eiszeit zerrissenen Sandsteinmauer. Daß diese prächtigen Naturdenkmäler durch eigenartige frühchristliche Skulpturen auch hohen kunstgeschichtlichen Wert besitzen, dürfte den meisten Lesern bekannt sein.

An den Externsteinen endigt der rauhe und wilde Teil des Teutoburger Waldes, den man die Egge nennt, und nordwärts schließt sich nun der Lippische Wald an, ein an lieblichen Bildern reiches Bergland, in dem sich herrliche Eichen- und Buchenbestände, saftgrüne Matten, wogende Kornfelder und freundliche Dörfer zu einem harmonischen Ganzen vereinigen. Auf hoher Waldbtuppe erhebt sich stolz und drohend das Riesenbildnis des Cheruskerfürsten Her-

mann, errichtet zum Gedächtnis der Varusschlacht, deren Schauplatz in den tiefen Schluchten und engen Pässen des Lippischen Waldes zu suchen ist. Das Gebirge besteht hier aus zwei bis drei gleichlaufenden Kämmen, die durch schmale Längstäler getrennt sind und außerdem von eigentümlichen Quertälern, Dören (Türen) genannt, durchbrochen werden. Eine derartige Pforte öffnet sich bei den Externsteinen, eine zweite ist die Dörenschlucht, in der nach weitverbreiteter Annahme die Legionen des Varus vernichtet wurden, andere bilden die Engpässe bei Bielefeld, Halle i. W., Borgholzhausen usw. Nach Lepsius stammen all diese Durchbrüche aus der Eiszeit, es sind Rinnen, durch die das Schmelzwasser der vor dem Teutoburger Walde stehenden Gletscher in die eisfreien Ebenen Westfalens abfloß. Daher liegen auf der Senne, dem bekannten Truppenübungsplatz, und weiter westlich bis zur Ems so ungeheure Mengen Sand, vermischt mit nordischen Gesteinen, die von den Schmelzfluten dorthin geschwemmt wurden.

Von Bielefeld oder nach anderer Einteilung erst von Borgholzhausen an heißt das jetzt immer niedriger werdende Gebirge der *Dünning* (Egge, d. h. Bergkamm der Nien, also soviel wie „Göttergebirge“), ein Name, der im Mittelalter für den gesamten Bergzug üblich war; die Bezeichnung „Teutoburger Wald“ kam erst im Lauf des vorigen Jahrhunderts auf. Anfangs bleiben die Ketten noch geschlossen, aber allmählich stellen sich immer breitere Lücken ein, und schließlich verliert sich der Bergzug in den Mooren und Sandflächen der Emsniederung bei Jbberbüren. Der 146 m hohe Huzberg bei Bevergern, ein scharf in die Ebene vorspringender Rücken, ist der Endpunkt des im ganzen 140 km langen Teutoburger Waldes. Eigentümlicherweise kommen gerade in dieser Gegend die tiefsten und ältesten Schichtstufen zum Vorschein: stark zerrüttete, aus Zechstein und slözführendem Oberkarbon zusammengelegte Schollen, die den Biesberg und Hügell bei Osnabrück sowie die Berge nördlich von Jbberbüren aufbauen.

Der zweite große Kettenzug der Kreidefaltung, die Weserfalte und ihre westliche Fortsetzung, das Wiehengebirge, wurzelt in den Jura- und Kreidebergen zwischen Hameln und Hannover, deren einzelne Gruppen die Namen Osterwald, Deister und Süntel führen. Auch in diesem Zuge ist das Streichen vorwiegend nordwestlich, aber bei weitem nicht so geradlinig und regelmäßig wie im Teutoburger

Walde, wo nur der südliche Abschnitt, die Egge, erheblich von der nordwestlichen Grundrichtung abweicht. Aus dem Süntel (höchster Punkt 437 m), der noch teilweise aus Kreidesandstein besteht, wächst allmählich die schmale, steil abfallende Jurakette des Wesergebirges hervor, deren vorspringende Klippen ihrer weiten Fernsicht wegen alljährlich von vielen tausend Wanderern besucht werden. Über den felsigen Hohenstein, dessen Weißjurawände an den Steilhang der schwäbischen Alb erinnern (Abb. 9, S. 15), zieht der Kamm hinüber zur aussichtsberühmten Paschenburg, wo bei klarem Wetter mehr als 20 Windungen der Weser sichtbar sind, und weiter über die Lühdener Klippen und den Papenbrink zum Jakobsberg, dem östlichen Torpfeiler der westfälischen Pforte. Ob dieses 800 m breite Felsentor wie die „Dören“ des Teutoburger Waldes, ein Werk der eiszeitlichen Gletscherflüsse ist, oder ob eine Vorgängerin der Weser in langsamer Erosionsarbeit den Durchbruch geschaffen hat, läßt sich wohl kaum entscheiden. Jedenfalls muß die Entstehung der Pforte weit, sehr weit zurückliegen, denn kein verstecktes Felsriff, keine Stromschnelle zeugt mehr von der Arbeit, die das Wasser einst verrichten mußte, um das harte Juragestein zu durchnagen. Höher als der Jakobsberg, dessen Steilwand ein vorzügliches Profil von den Parkinsoni-Schichten (Dogger *e*) bis zur Kimmeridgestufe (Malm *e*) enthüllt, ragt drüben am linken Ufer der Wittefinsberg (262 m) auf, der in halber Höhe den großartigen Kuppelbau des neuen Kaiserdenkmals trägt. Mit diesem Berge beginnt das bis zur Hunte reichende, hafenförmig gekrümmte Wiehengebirge. Vom Wittefinsdurm hoch oben auf dem Kamm überblickt man die ganze, in geologischer Hinsicht so merkwürdige Landschaft: den scharfen, nach beiden Seiten schroff abfallenden Jurakamm, der, wie ein riesiger Grenzwall zwischen norddeutscher Tiefebene und lippisch-westfälisches Hügelland gestellt, durch seine freie Lage einen höchst eigenartigen Anblick bietet — nirgends tritt der mauerartige Charakter des Gebirges so klar hervor, wie auf dieser Strecke. Im Norden dehnt sich unübersehbar das Anfangs noch wellige, später ganz flache Tiefland mit seinen zahllosen Städten, Dörfern und Einzelgehöften, mit seinen niedrigen Waldrücken, seinen Mooren und Heideflächen; südwärts schweift der Blick über das tiefe, wiesenbedeckte Westertal hinweg auf die lippischen Keuperberge und die ferne Kette des Teutoburger Waldes. Weiter westlich, von unserem Stand-

ort nur zum kleinsten Teil sichtbar, breitet sich zwischen Wiehengebirge und Teutoburger Wald das Herforder Becken aus, eine von diluvialen Geschiebemergeln und Sanden verschüttete Liasmulde, in der sich alle Liasstufen bis zu den Posidonienjchiefern aufwärts beobachten lassen.

Am Ramm entlang wandernd, kommen wir bald zur Wittekindsquelle, die ihrer hohen Lage wegen, ein paar Meter unter dem Firn der Gebirgsmauer, geologisch recht merkwürdig ist. Schon die alten Sachsen haben wohl das Auffällige einer solchen Erscheinung empfunden, denn die Sage, daß Wittekind's Pferd die Quelle aus dem Boden gestampft habe, damit an dem besiegten Sachsenherzog die heilige Taufe vollzogen werden konnte, ist wohl nur die Umbildung eines älteren heidnischen Mythos, in dem Wodans Grauschimmel eine ähnliche Rolle spielte. Noch viele malerische Stellen, viele herrliche Aussichtspunkte bietet in seinem weiteren Verlauf das Wiehengebirge, doch können sie hier nicht alle Erwähnung finden. Bis zum Paß von Bergkirchen ist der Höhenzug ein einheitlicher, geschlossener Wall, dann beginnen die Lücken und Einschnitte. Im Rößinghauser Berg erreicht die Kette nochmals 335 m Höhe, um darauf jenseits der Hunte rasch zu verflachen. Der westlichste Abschnitt entbehrt eines vollstümlichen Gesamtnamens; einzelne Teile heißen die Osterberge, die Zfersche Egge und Pentheregge. Schließlich endigt der Höhenzug westlich der Hase in Hügeln, die das moorige Tiefland kaum überragen. Mit der zunehmenden Verflachung und Zerstückelung büßt das Gebirge auch seine landschaftlichen Reize mehr und mehr ein; waren Weser- und Wiehenkette mit prachtvollem Buchenhochwald geschmückt, so finden wir jenseits der Hunte fast nur noch Nadelholzbestände, ja, auf weiten Strecken ist der Wald durch schlechte Bewirtschaftung gänzlich zugrunde gegangen und hat niedrigem Buschwerk und Heidekraut Platz gemacht.

Endlich sei noch auf eine ganz eigenartige Sehenswürdigkeit dieses Landes aufmerksam gemacht, nämlich auf die Bifurkation (Gabelung) der Hase bei Gesmold südöstlich von Osnabrück. Hier teilt sich nach kurzem Lauf das im Ösning entspringende Flüsschen und gibt ein Drittel seines Wassers an die Elbe ab, die der Werre und damit der Weser zufließt, während der Hauptarm sich westlich wendet und bei Meppen in die Ems mündet. Die seltene Erscheinung einer Flußgabelung

kommt sonst auf deutschem Boden nur noch an zwei Stellen vor: einmal im Odrabruch (Prov. Posen) und dann an der oberen Donau, die sich bekanntlich bei Zimmendingen in einen oberirdischen, dem eigentlichen Donaubeet folgenden und einen unterirdischen, dem Rhein zufließenden Arm spaltet.

Am Aufbau der geschilderten Gebirgsketten nehmen alle Formationen vom Oberkarbon bis zur Oberkreide teil.

Produktives Karbon tritt am Schafberg bei Ibbenbüren und am Riesberg und Hüggl bei Osnabrück zutage. Während am Schafberg heute noch Bergbau umgeht, ist er am Riesberg seit etwa 15 Jahren erloschen und am Hüggl, wo erst durch neuere Tiefbohrungen Flöze nachgewiesen wurden, noch gar nicht in Angriff genommen. Die bislang gefördert Kohle ist anthrazitisch und enthält 96—97% Kohlenstoff, obwohl man in dieser Gegend wie in den nördlichsten Mulden des Ruhrreviers eine typische Gasflamtkohle erwarten sollte. Die Schichten sind sattelförmig aufgebogen und werden von Verwerfungen zerstückelt; ihr Kern gehört der Saarbrücker Stufe an, darüber liegen rote Sandsteine und Schiefertone, von denen noch nicht festgestellt, ob sie zum jüngsten Oberkarbon oder zum ältesten Rotliegenden gerechnet werden müssen. Das Liegende der flözführenden Gruppe wurde bislang noch bei keiner Bohrung erreicht.

Abgesehen von den eben erwähnten, ihrem Alter nach zweifelhaften Schichten, scheint das Rotliegende im Bereich der Kreidefaltung gänzlich zu fehlen. Dagegen ist die nächstjüngere Formation, der Zechstein, bei Ibbenbüren und Osnabrück ziemlich vollständig entwickelt. Man unterscheidet von unten nach oben: 1. Zechsteintonglomerat, 2. „Kupferschiefer“, schwarze, erzhaltige Mergel, 3. Zechsteinsalz, zumeist in Brauneisenerz verwandelt, das am Hüggl und Schafberg abgebaut und in der Georgs-Marienhütte verhüttet wird, und 4. Rauhwaden, Dolomite und Stinkfasse. Diese Schichtenfolge stimmt im großen und ganzen mit der des Thüringer und Harzer Zechsteins überein, nur fehlt das oberste Glied, der Zechsteinton. Gips und Salzlager, die treuen Begleiter des Zechsteinsalzes, wurden an mehreren Stellen durch Bohrungen nachgewiesen.

Die Trias füllt mit ihren drei Stufen den weiten Raum zwischen dem Rippischen Wald auf der einen, der Weserkette, dem Süntel, Osterwald und Jth auf der anderen Seite. Da die jüngste Stufe bei weitem vorherrscht, pflegt man dieses Gebiet die Rippische Keupermulde zu nennen. Buntsandstein erscheint links der Weser nur an wenigen Stellen, z. B. in der Tiefe des Pyrmonter Kesseltals, einer sehr auffälligen Bildung, von der weiter unten die Rede sein wird. Eine große geschlossene Muschelkalkmasse dehnt sich im Süden der Keupermulde von der Egge bis Beverungen und Hörter an der Weser aus, aber auch weiter abwärts, bis in die Nähe von Grohnde, baut ein Muschelkalkstreifen die Berge zur Unten des Stromes auf. Mitten auf dieser Strecke liegt hart unter einer malerisch verwitterten, fast senkrechten Kalkwand die uralte Stein- oder Teufels-

und Malm; das Wiehengebirge mit seinem Braun- und Weißjurakamm ist also weiter nichts als das äußerste Glied der Aufwölbung des Ösningsfjells. Auch in der lippischen Keupermulde (vgl. S. 310) herrscht normale Lagerung vor, doch machen sich hier und da schon bedeutendere Störungen bemerklich, wie die mit Glasresten erfüllten Gräben von Polle, Falkenhagen und anderen Orten und wie die eigentümliche Aufwölbung des Buntsandsteins am Grund des Pyrmonter Talfessels. Letztere Störung verdient deswegen erhöhte Aufmerksamkeit, weil in ihrem Bereich die kohlen-säurereichen Mineralquellen des berühmten Bades zutage treten. Man ist heutzutage nicht geneigt, die Entstehung des Pyrmonter Tals auf vulkanische Ursachen zurückzuführen, obwohl es durch seine zahlreichen Säuerlinge und Mofetten, durch seine Ablagerungen von Sauerwasserfalk und hauptsächlich durch seine ausgesprochen kesselförmige Gestalt in auffälliger Weise an Bildungen erinnert, wie wir sie im Wehrer Kesseltal auf der Eifel und im Steinheimer Becken auf der schwäbischen Alb kennen lernten. Es fehlt eben bei Pyrmont nicht nur jede Spur vulkanischer Gesteine und Auswürf-massen, sondern, was schwerer wiegt, es fehlt auch ein Schuttwall zertrümmerter Gesteine, der sich unbedingt gebildet haben müßte, wenn das Tal nach Art des „kryptovulkanischen“ Steinheimer Beckens durch eine gewaltige Wasserdampfexplosion ausgeprägt worden wäre. Immerhin wäre es denkbar, daß der Pyrmonter Kessel ein noch primitiveres Stadium der Vulkanbildung darstellte als die Maare. Wir befinden uns hier schon ziemlich weit von den großen mitteldeutschen Vulkanherden, und wenn in solcher Entfernung die vulkanische Kraft noch wirksam war, konnte sie sich nur in sehr abgeschwächtem Maße äußern. Nördlich von der Warburger Börde ist nur ein einziger kleiner Basaltbruch bekannt, bei Sandebeck am Fuß des Welmerstot, wo ein schmaler Gang die Triasschichten durchsetzt. Ob dieser Basalt zur Zeit seines Ausbruchs die Erdoberfläche erreichte, steht dahin; immerhin beweist er, daß im Südwesten der lippischen Keupermulde ein kleiner vulkanischer Herd unter den Schichtgesteinen versteckt ist. Bei fortschreitender Denudation werden wahrscheinlich noch mehr derartige, blind endigende Kanäle zum Vorschein kommen. Eben diesem vulkanischen Herd entstammt die Kohlen-säure der benachbarten Weinberger, Vinsebecker und Driburger Quellen, so wie der bei Herste erhobte Kohlen-säurebrunnen,

eine Mofette, die beim Aufsteigen Wasser mit sich emporreißt.

Was nun die Pyrmonter Eisensäuerlinge angeht, so ist zweifellos auch deren Kohlen-säure vulkanischen Ursprungs; an der „Dunst-höhle“ oberhalb der Stadt entströmt das Gas sogar in trockenem Zustande den Bunt-sandstein-klüften. Die merkwürdige Aufwölbung des Bunt-sandsteins möchte ich dadurch erklären, daß unter dem Talfessel ein Basalt-lakkolith verborgen ist, der beim Aufsteigen und Anschwellen eben jene Aufwölbung geschaffen hat, ohne jedoch bis zur Erdoberfläche durchzustoßen. Dann würde das Pyrmonter Tal ähnlich wie das Ries bei Nördlingen in geologischem Sinne einen „Berg“ vorstellen und der kesselförmige Einbruch durch Rück-sinken des Lakkolithen zustande gekommen sein. - Trüft auch diese Erklärung zum Teil auf hypothetischen Annahmen, so scheint sie mir doch besser geeignet, die auffällige Gestalt und den Kohlen-säurereichtum des Pyrmonter Kessels zu begründen, als die übliche Auffassung, daß hier eine dem Teutoburger Walde parallele Hebungssachse durch-ziehe.

Einen ganz anderen Bau als die bislang geschilderten Jura- und Kreideketten besitzen einige weiter östlich gelegene, ebenfalls von der Kreidefaltung geschaffene Mulden, die zum Teil allerdings heutzutage keine Vertiefungen, sondern ziemlich hoch aufragende Berggruppen bilden.*). Zu ihnen gehört vor allem die Hilsmulde, ein walbreiches, durch Naturschönheiten ganz besonders ausgezeichnetes Bergland, dann auf der anderen Seite der Leine die Sieben Berge, endlich einige kleinere Mulden bei Hildesheim, Salzgitter und im Braunschweigischen. Am vollständigsten ist die Schichtenreihe im Hils erhalten, dessen Bau hier mit kurzen Worten geschildert werden soll.

Wer von der Leine oder Weser ins Innere der Hilsmulde eindringt, durchwandert eine Anzahl ringförmig einander umschließender Zonen, die sich in strengster geologischer Altersfolge aneinanderreihen. Am Außenrand liegt die älteste Formation, der Bunt-sandstein, ganz im Innern der Mulde die jüngste Kreideablagerung. Wählen wir z. B. Bodenwerder an der Weser zum Ausgangspunkt, so kommen wir aus dem Bunt-sandsteinmassiv des Voglers zunächst in den Muschel-tal, dann in den Keuper; hinter diesem türmt sich der aus Juraschichten aufgebaute Th mit seinem

*) Es ist eine in gefalteten Gebieten oft wiederkehrende Erscheinung, daß die Mulden durch spätere Gebirgsbewegungen gehoben, die Sättel und Gewölbe dagegen zerbrochen und ganz oder zum Teil versunken sind.

zätigen Weißjurafamme auf. Dem Jth entspricht auf der entgegengesetzten, nordöstlichen Seite der Mulde ein ähnlicher Malmzug, der den Rahnstein, Thüsterberg, Duingenberg und ganz im Süden den Selter zusammensetzt. Eine Wanderung über diese Kämme gewährt eine Fülle landschaftlicher Genüsse; überall bildet der Korallenoolith wildgeriffelte, senkrechte Wände, von deren Rand man weit hinausschaut auf das fruchtbare, mit Dörfern bedeckte Vorland; ja, stellenweise wie in der Teufelsküche bei Koppelnbrügge ist das Gebirge eine wahre Felsenwildnis, durch die sich der Wanderer mühsam hindurcharbeiten muß. Auch nach dem Innern der Mulde fällt der Jurafamm ziemlich steil ab.

Der ganze Jurazug bildet eine unregelmäßig geformte Ellipse, deren große Achse fast 40 km weit in nordwestlicher Richtung, also dem Teutoburger Walde parallel läuft. Im Innern der Ellipse, und zwar hauptsächlich in ihrem südlichen Teile, liegt nun ein kleinerer, aus Kreideschichten zu-

jammengesetzter Ring, die eigentliche Hilsmulde. Ihre höchsten Berge, Großer Sohl und Bloße Zelle, überragen den Jth noch um 30–40 m. Vertreten sind hier alle Stufen vom Purbecktuff und Wälderton bis zum Turon und Pläner, außerdem hat sich westlich von Duingen ein Stück Miozän erhalten. Der Wälderton führt stellenweise Kohle, die nächst höheren marinen Stufen sind ebenfalls vorwiegend in toniger Fazies entwickelt, der Gault besteht unten aus „Hils-sandstein“, oben aus „Minimuston“ (benannt nach dem häufig vorkommenden *Bellemnites minimus*, Taf. VIII, 12) und *Glaucomen*mergel. Hils-sandstein formt die Kämme und höchsten Gipfel wie die Bloße Zelle; auf ihm gedeiht nur Fichtenwald, während die Buche sich an den kalkigen Pläner hält (Heimberg, Fahrenberg usw.). Die Stufen der Oberkreide zeigen die gleiche Ausbildung wie im Teutoburger Walde.



Zweites Kapitel. Der Harz und sein Vorland.

Auch außerhalb des Gebietes der Kreidefaltung gibt es in Deutschland eine Reihe von Bergzügen, deren heutige Umrisse in erster Linie durch nordwestlich streichende Brüche bedingt sind, nämlich, um vorerst nur die bedeutendsten zu nennen: Harz, Thüringer Wald, Frankenwald und die Sudeten vom Jägersberg bis zum Mährischen Gesenke. Der größte aller Nordwestbrüche, die von der Oberpfalz durch Franken, Thüringen, Hessen und Westfalen bis Bentheim streichende Regensburger Störungslinie, scheidet diese Bergketten von den westlich gelegenen rheinischen Gebirgen, in denen nördlich und nordöstlich verlaufende Brüche vorherrschen. Wir müssen jedoch noch einen weiteren Unterschied machen. Die Sudeten, obwohl dem Thüringer Wald gleichgerichtet, gehören einem anderen Gebirgssystem an als dieser; ihr heutiges Streichen stimmt noch überein mit dem der alten karbonischen Hochgebirgsketten, deren Überreste sie sind, während Harz und Thüringer Wald sich heute quer zur karbonischen Streichrichtung in die Länge strecken. Eine derartige Übereinstimmung findet sich sonst nur noch beim Erzgebirge,* daher werden wir am besten die sudetischen Ketten mit diesem zu einem System vereinigen und

die übrigen Bergzüge, die ihre Nordwestrichtung viel jüngeren Krustenbewegungen verdanken, zu einer besonderen Gruppe, herzynische Gebirge, zusammenfassen. Somit ergibt sich folgende Einteilung:

1. Rheinische Gebirge (mit vorwiegend nördlichen und nordöstlichen Brüchen): Vogesen, Harz, Schwarzwald, Odenwald, Spessart, Schwäbischer und Fränkischer Jura, Nieder-rheinisches Schiefergebirge.
2. Herzynische Gebirge (mit vorwiegend nordwestlichen und westlichen Brüchen): Teutoburger Wald, Weserkette, Hils usw., Harz, Thüringer und Frankenwald.
3. Sudetische Gebirge (Streichrichtung noch variszisch): Fichtel-, Erz-, Lausitzer-, Iser-, Ries-, Eulen-, Adergebirge und Sudeten im engeren Sinne.

Von allen herzynischen Bergländern birgt keins eine solche Fülle geologischer Probleme wie der Harz. Schon das Auftauchen so bedeutender paläozoischer Schollen hart am Rand der norddeutschen Tiefebene hat etwas ungemein Auffallendes; jenseits der breiten, von der Weser und Leine durchströmten Buntsandsteintafel kommen im Harz nochmals die Devon- und Kulmgesteine des rheinischen Schiefergebirges zum Vorschein, teilweise allerdings in etwas veränderter Fazies, im ganzen aber doch so übereinstimmend ausgebildet, daß man an dem ehemaligen Zusammenhang der beiden Gebirge nicht zweifeln kann. Auch der Harz ist ein Bruchstück jener größtenteils versunkenen

* Der Leser möge sich erinnern, daß die Steinkohlenalpen etwa bis in die Gegend des heutigen Elbtals nordöstlich streichen, dort aber eine Schwenkung machten und nach Südosten umbogen (vgl. die Karte S. 3 und im Text S. 12). Das Erzgebirge gehört also noch zum nordöstlichen Zweig des variszischen Bogens.

sedimentären Ketten, die der kristallinen Kernzone der Steinkohlenalpen vorgelagert waren (vgl. S. 146). Vergrößert wird hier die paläozoische Schichtenfolge durch das am Rhein meistens fehlende Silur, doch dürfen wir nicht übersehen, daß neuerdings am Ostrand des rheinischen Massivs, also zunächst dem Harz, ein bedeutendes System silurischer Schichten nachgewiesen wurde. Was aber dem rheinischen Schiefergebirge gänzlich abgeht, sind die mächtigen, aus der paläozoischen Schieferhülle hervorbrechenden Granitstöcke, von

gegen in die Zeit vom Oberkarbon bis zum Oberrotliegenden.

Im Osten, Süden und Westen schlingt sich um den Harzkern ein bald schmäleres, bald breiteres Band permischer Gesteine: Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone des Rotliegenden, Decken von Melaphyr, Porphyrit und Quarzporphyr, endlich die gips- und salzführenden Schichten der Zechsteinformation. Auf der Nordseite ist die permische Umrandung sehr schmal und streckenweise, wie z. B. von Harzburg bis Langelsheim, an der Oberfläche über-



Abb. 272. Eckertal und Brocken von der Rabenklippe aus gesehen.

denen der Brockengranit bis 1142 m aufsteigt, also trotz seiner dem Flachland so nahen Lage höher als selbst die bedeutendsten Gipfel der thüringischen, fränkischen, hessischen und nieder-rheinischen Gebirge. Diese Erscheinung läßt sich keineswegs durch die größere Härte des Granits erklären — sonst haben wir ja oft beobachtet, wie sich harte Gesteine in Form von Kuppen und Rücken aus ihrer weichen Umgebung herauschälen, — vielmehr muß das Brockenmassiv noch in geologisch junger Zeit eine sehr beträchtliche Hebung erfahren haben. Seine Intrusion*) und Erstarrung fällt da-

haupt nicht zu beobachten; an solchen Stellen schiebt sich zwischen die paläozoischen Gesteine des Gebirges und die hügelige Kreidelandschaft ein dünner Trias- und Juragürtel.

Außerhalb dieser Randzone herrscht im Harz ein ziemlich buntes Durcheinander; Eruptivgesteine und Sedimente, die verschiedenen Stufen der Silur-, Devon- und Karbonformation, Granit, Gabbro, Quarzporphyr, Diabas, Porphyrit, Melaphyr, treten in geringerer oder größerer Ausdehnung bald hier bald dort zu tage. Während Gebirge wie Schwarzwald, Voßgeßen und Thüringer Wald sich vom geologischen Standpunkt aus leicht in mehrere scharf getrennte Zonen gliedern lassen, widerstrebt der

*) Vgl. die Anmerkung auf S. 158.

1. Calceolafschichten, gelblich verwitternde Tonstschiefer mit Einlagerungen von dichtem Kalkstein und einzelnen Sandsteinbänken. Gerade wie in der Eifel zeichnet sich diese Stufe trotz verhältnismäßig geringer Mächtigkeit durch besonders großen Fossilreichtum aus (Fundplätze am mittleren und unteren Schalker Teich, im Granetal bei Hahnentlee, am Westabhang des Rammelsbergs usw.). Meist erbeutet man wie im Nahlebergsandstein nur Abdrücke und Steinkerne, doch kommen in den kalkigen Zwischenlagen auch wohlerhaltene Schalen vor. Brachiopoden, Korallen und Seelilien herrschen bei weitem vor, Kopf-

laufen. Versteinerungen, fast stets vertieft, häufig zerdrückt, kommen viel spärlicher vor als in den Calceolafschichten, doch gibt es in den Brüchen am Steinberg, Königsberg und Nordberg einige ziemlich reichhaltige Fundplätze. Formen wie *Anarcestes subnautilus* (XIII, 4), *Aphyllites occultus* (XIV, 9) und *Mimoceras gracile* beweisen, daß die Goslarer Schiefer derselben Zeit entstammen wie die „Wissenbacher Schiefer“ des rheinischen Vongebirges (vgl. S. 278). Es ist hier wie dort die gleiche, hauptsächlich aus Tentakuliten (Abb. 237), Geradhörnern und Goniatiten zusammen-

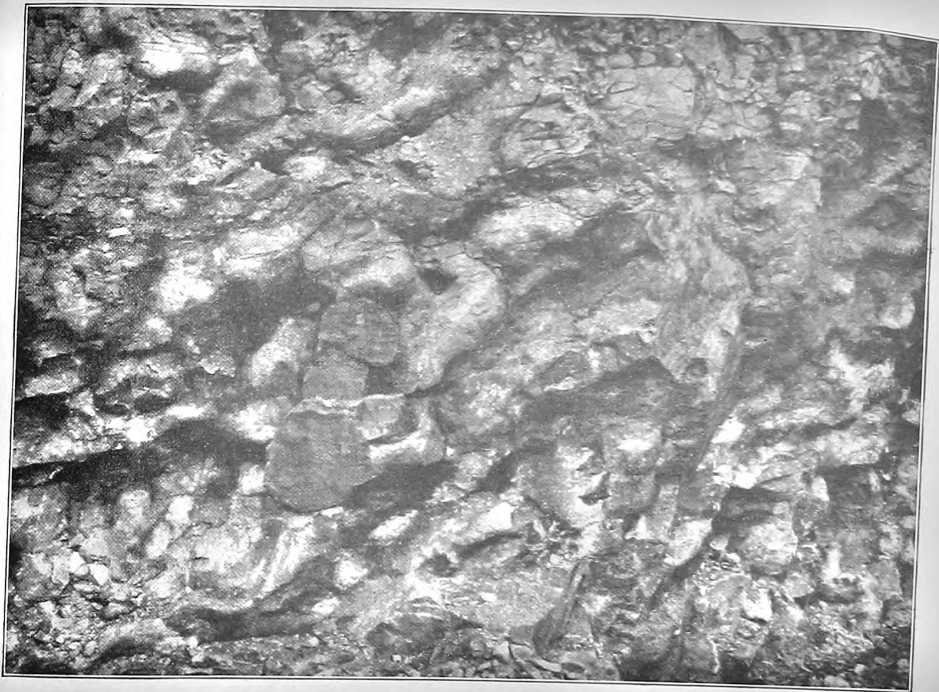


Abb. 274. Kugelige Absonderung von Diabasmandelstein. Oberharzger Grünsteinzug. (Phot. Dr. Bruno Baumgärtel.)

füßer sind recht selten. Die meisten der auf S. 273 genannten Eifeler Versteinerungen finden sich auch im Oberharz.

2. Orthozerasschiefer, hier meistens Goslarer Schiefer genannt, stark zusammengefaltete, graue oder bläulich-schwarze Tonstschiefer, die schon vor tausend Jahren als Dachstschiefer benutzt wurden. Westlich über Goslar sind am Steinberg, Königsberg, Nordberg, am Rabentopf und Weinberg bedeutende Steinbrüche in Betrieb, andere liegen bei Wolfschagen und Lautental. Die prächtige Schieferung ist eine erst nachträglich durch Gebirgsdruck erworbene Eigenschaft; wie man an vielen Aufschlüssen sehen kann, folgte die ursprüngliche Schichtung ganz anderen Bahnen. Auf den glatten, ebenen Schieferwänden der Brüche zeichnen sich die Schichtfugen durch parallele Linien ab, die bald gerade, bald in Krümmungen, Mulden und Sättel bildend, neben einander her-

Ein anderer gemeinsamer Zug des rheinischen und Harzer Mitteldevons ist der Reichtum an Diabasen, die in der Goslarer Gegend durchweg konformant in den Schieferungen liegen, nirgendwo sie gangförmig durchbrechen. Es handelt sich hier wieder um unterseeische Ergüsse, die später von neugebildeten Sedimenten überdeckt wurden. Das Spiel muß sich oft wiederholt haben, denn Diabas und Schiefer wechsellagern mit einander in kurzen Zwischenräumen. Am Steinberg erreichen einige Diabaslager 40–45 m Dicke. Auch Mandelsteine kommen vor, z. B. am Südwestabhang des Nordbergs. Daß die Eruptionen während der Bildung des Goslarer Schiefers erfolgten, ist kaum zu bezweifeln; denn wie sich mitten im Diabas scharfkantige Schieferstücke finden (Kuhhaus Wolfschagen), so umschließt der Schiefer an anderen Stellen (Granetal) zahlreiche Diabasblöcke. Vergeblich sucht man dagegen nach den Schloten und

Kanälen, in denen der Schmelzfluß bis zur Krateröffnung am Meeresgrund emporstieg; sie müßten im älteren Devon, also hauptsächlich im Kahlebergsandstein stecken, aber diese Schichten sind mit einer einzigen unbedeutenden Ausnahme völlig diabasfrei.

Besonders große Diabasmengen drängen sich im „Oberharzer Grünsteinzug“ zusammen, einem schmalen Streifen mittel- und oberdevonischer Gesteine, der zwischen Klaußtal und dem Acker aus den Kulmgrauboden auftaucht. Den kompakten Diabas begleiten hier zahlreiche Mandelsteine, Tuffe und Schafsteine, welche letztere zum Teil in Roteisenerz verwandelt sind. Wie in der Goslarer Gegend, so lagern auch hier die vulkanischen Gesteine schichtenförmig zwischen den Sedimenten, machen sich aber auf deren Kosten so breit, daß manche Schieferzweigenlagen kaum 1 m dick werden. Dieser auch für den Bergbau wichtige Grünsteinzug beginnt bei Osterode und läßt sich im Zusammenhang über Verbach nach Altenau, darüber hinaus nur in isolierten Schollen bis Harzburg verfolgen; auf dieser ganzen Strecke streicht er nordöstlich, also im Sinn der variszischen Faltung, während die ihn durchsetzenden Querbrüche „herzynisch“, d. h. westlich bis nordwestlich gerichtet sind.

Wer von Goslar aus geologische Wanderungen unternimmt, wird sehr bald bemerken, daß die devonischen Stufen dort umgekehrt liegen als man erwartet; am Fuß der Berge trifft man die Orthozerasstufe, darüber in halber Höhe die Calceolascichten und zu oberst auf den Kuppen und Rändern den unterdevonischen Sandstein. Die Falte, zu der dieser Schichtenkomplex gehört, ist also völlig überkippt. So besteht auch der untere, der Stadt Goslar zugewandte Teil des Rammelsbergs aus Orthozeraschiefer, und hier findet sich das berühmte, unter Kaiser Otto I. entdeckte Erzlager, das trotz tausendjährigen Abbaus noch immer reiche Erträge liefert. Die Erzmasse ist ganz wie die oben besprochenen Diabase konformant zwischen die Schiefer geschaltet; sie zeigt deutliche Schichtung und hat die gesamte Faltung des Nebengesteins mitgemacht. Auch das „hängende Trum“, ein mächtiger Seitenzweig des Lagers, soll durch Faltung vom Haupterzkörper abgetrennt worden sein. Die mineralogische Zusammensetzung wechselt schichtenweise. Auf eine Übergangszone, die noch viele Tonchieferlagen enthält, folgt zunächst ein dichtes Gemenge von Kupferkies, Eisenties und etwas Arsenkies, dann in der Mitte das „melierte Erz“, feingeschichtete, mit Bleiglanz vermischte Kiesmassen, und endlich im Liegenden die wertvollen Bleierze: Gemenge von Bleiglanz, Zinkblende, Eisenties und Schwefel, in denen bald der eine, bald der andere Bestandteil vorherrscht. All diese Erze sind dicht und derb, nur auf Klüften kommen Kristalle vor.

Über die Entstehung des Rammelsberger Lagers hat man viel hin und her gestritten. Es stehen sich hauptsächlich zwei grundverschiedene Ansichten gegenüber. Nach der einen hätten sich die Erze gleichzeitig mit den Goslarer Schiefer in einem flachen Meeresbecken niedergeschlagen; hierfür sprechen ohne Zweifel gewichtige Tatsachen, wie die allgemeinen Lagerungsverhältnisse, die Erscheinung, daß das Erz stellenweise von feinen parallelen Tonchieferschichten durchzogen wird,

endlich auch die neuerdings im Erz selbst aufgefundenen Verfeinerungen (Tentakuliten und Geradhörner). Aber ihrer ganzen Fazies nach haben sich die Goslarer Schiefer nicht in der Flachsee, sondern in einem ziemlich tiefen Meer gebildet, wo der Abfluß so bedeutender Erzmassen recht unwahrscheinlich ist. Daher möchte ich jenen Forschern beifügen, die für eine spätere Zuführung des Erzes eintreten. Man braucht dabei nicht an vulkanische Vorgänge zu denken, es genügt, daß metallreiche Lösungen aus der Tiefe aufstiegen und gewisse Lagen des Schiefergebirges durchtränkten. Hier verfiel das ursprüngliche Gestein der Auflösung, und das Erz nahm seine Stelle ein. Dieser Wechsel vollzog sich so allmählich, daß alle feinen Eigentümlichkeiten der Struktur, Schichtung, Faltung usw. erhalten blieben und auch die Verfeinerungen ihre Gestalt bewahrten.

Auf die Goslarer Schiefer folgt als oberster Horizont des Mitteldevons:

3. Der Stringozephalenkalk, eine höchstens 8 m mächtige Zwischenschicht, die z. B. am Romterhaller Wasserfall (Profil Abb. 275), bei Oberschulenberg, am mittleren Grumbacher Teich sowie an mehreren Stellen des Oberharzer Grünsteinzuges, überall in stark gestörter Lagerung beobachtet werden kann. Fossilien sind reichlich, stehen aber meist so fest in der harten Kalkmasse, daß sie schwer zu gewinnen sind. Tentakuliten und Styloliten (vgl. S. 278) treten geradezu felsbildend auf, auch die winzigen, etwa linsengroßen Schälchen der *Terebratulina pumilio* füllen ganze Bänke. Man erkennt die kleinen Gehäuse am leichtesten auf angewitterten Gesteinflächen. Die Hauptleitfossilien *Stringocephalus Burini* (XIII, 7), *Unioites gryphus* (XIII, 5) und *Maeneceras terebratum* (XIV, 5) scheinen nicht allzu häufig vorkommen, nur am Polsterberg bei Altenau sollen sie öfters gefunden worden sein.

Ebenso wie die rheinischen Stringozephalenschichten (vgl. S. 277) enthalten auch die des Oberharzer Grünsteinzuges bedeutende Rot- und Brauneisenerzmassen, die früher in zahlreichen kleinen Gruben bergmännisch ausgebeutet wurden (alte Pingen, Schächte und Halben bei Verbach, Buntentod, Altenau u. a. D.). Wenn es sich bestätigt, daß die großen rheinischen und westfälischen Eisensteinlager ursprüngliche Bildungen sind und mit den Diabasausbrüchen der Devonzeit in engem Zusammenhang stehen, wird man auch den ganz ähnlichen Lagerstätten des Harzes die gleiche Entstehung zuschreiben. Von diesem Gesichtspunkt aus ist das Vorkommen querschieberhaltiger Selenerze beachtenswert, die sich in einigen Verbacher Gruben an Stellen finden, wo Kalk- und Braunsparader aus dem Eisenstein in den angrenzenden Diabas übertreten. Es kann sich hier nur um Abfälle von Zumarolen handeln, die im Gefolge der Diabasausbrüche aus der Tiefe emporstiegen. Nach Lepsius wären zunächst Lager von Spateisen und Schwefelerzen entstanden, die sich später auf wässrigerem Wege in Roteisenerz verwandelt hätten. Möglicherweise aber ist das Roteisenerz selbst eine primäre, in der Hauptphase von Zumarolen erzeugte Bildung. Anders verhält es sich mit dem Magnetiseisen des Spitzbergs bei Altenau, wo ein früheres Rot- oder Spateisenlager durch Kontaktmetamor-

phose des benachbarten Granits zum Teil in Mag-neteisen übergeführt worden ist.

Die verworrenen Lagerungsverhältnisse des Oberdevons sind erst durch die Untersuchungen der letzten Jahre einigermaßen aufgeklärt worden. Dabei ergab sich folgende, Schritt für Schritt mit der rheinischen übereinstimmende Gliederung (vgl. S. 281–83):

1. Büdesheimer Schiefer, die jedoch den gleichnamigen Schichten der Eifel (S. 280) nicht genau entsprechen, sondern etwas jünger sind. Ihre Mächtigkeit schwankt innerhalb weiter Grenzen. Die größte Verbreitung scheinen sie im unteren Granelal und dessen Seitentälern zu haben. Versteinerungen: *Tornoceras simplex* (Abb. 234), *Gephyroceras orbiculus* (Zwergform von *G. intumes-*

retrostriata und andere Muscheln. Sowohl der Aborfer wie der Klymenientalk zeigen häufig das löcherige Gefüge des „Kramenzeltalks“ (vorzüglich der Rabowklippe).

4. Zypriidinenschiefer, grüne, graue, rote und violette Tonsschiefer und Mergel, bei Hestentopf bei Goslar westwärts bis zur Innerste mit dem Kramenzeltalk (ob hier eine ursprüngliche, echte oder eine erst nachträglich durch Gebirgsschub erzeugte Wechselagerung vorliegt, bleibt vorerhand ungewiß); sonst erscheinen sie in schmalen, zerstückelten Streifen zu beiden Seiten des Grünsteinzuges. Die Fauna dieser Schich-

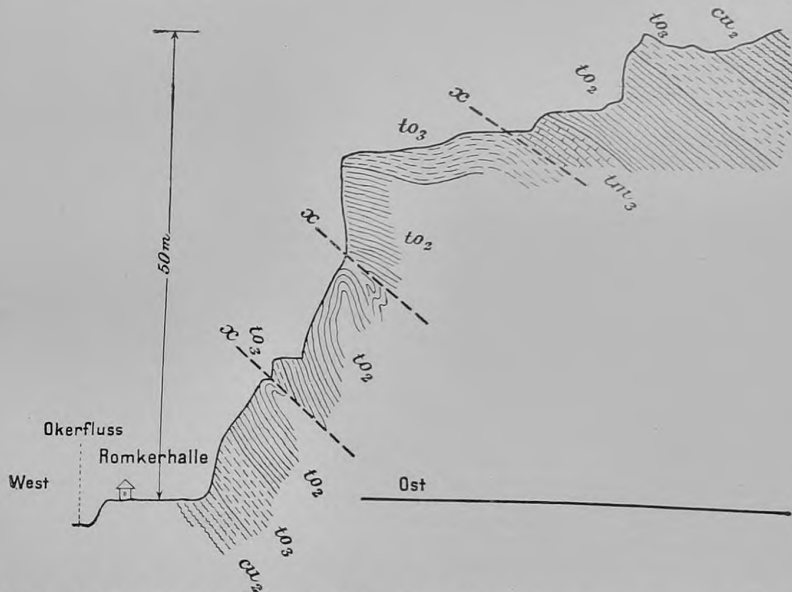


Abb. 275. Profil durch den Felsen am Romkerhaller Wasserfall. (Aus Lepsius: Geologie von Deutschland Bd. II.)
 to_3 Stringocephalientalk, to_2 Büdesheimer Schiefer und Aborfer Kalk, to_0 Klymenientalk, cu_2 Kulmschiefer.

cens, Abb. 238) und andere Goniatiten, ferner *Entomis* (Abb. 241), *Dentakuliten* usw.

2. Aborfer Kalk, nur 8–9 m mächtig, am Romkerhaller Wasserfall, an der Rabowklippe und zahlreichen anderen Stellen des Gebiets vorhanden, aber meist schwer zu finden. Im Grünsteinzug wurde dieser Horizont bislang nicht beobachtet. Die tiefsten Lagen heißen Kellwasser-kalk. Fossilgehalt dem der Büdesheimer Schiefer sehr ähnlich, für den Kellwasserfalk ist die Herz-muschel *Buchiola angulifera* bezeichnend.

3. Klymenientalk, bis zu 15 m mächtige Knollenkalk- und Kalksschiefer, die in der Regel das Hangende des Aborfer Kalkes bilden. Versteinerungen ziemlich reichlich, aber nur im verwitterten Gestein zu erkennen. Am wichtigsten sind *Clymenia striata*, *laevigata* und *undulata* (Abb. 244), *Trimeroccephalus*, *Entomis*, *Goniatiten* wie *Sporadoceras Bronni*, *Posidonia venusta*, *Buchiola*

ten trägt im Harz den gleichen einformigen Charakter wie im Sauerland: auf den angewitterten Schieferflächen sieht man überall in Unmengen die winzigen Gehäuse der Muscheltkrebse und Runder Schnecken, aber fast nie ein anderes Fossil; nur in manchen faltigen Einlagerungen finden sich reichlich die zarten, konzentrisch gerippten Schälchen der *Posidonia venusta*.

Alle hier aufgezählten oberdevonischen Schichten sind, wie Fossilgehalt und Struktur dartun, in einem mäßig tiefen Meere, ziemlich weit von der Küste, zum Absatz gelangt. Ebenso gut aber wie in der rheinischen See, gab es auch im Harzmeer unterseeische Rücken, vielleicht selbst Inseln, an deren Flanken sich rissbauende Korallen ansiedeln konnten. Das interessanteste Riff aus oberdevonischer Zeit ist der mächtige Kalkfild des Filds und Winterbergs bei Grund, der, vom übrigen Devon völlig abgeschnitten, mit-

ten aus Kalmshiefern und Kalmgrauwacken emporragt. So schlecht paßt er zu seiner Umgebung, daß schon die Meinung laut wurde, es handle sich hier um eine aus weiter Entfernung hergeschobene Scholle, also um eine „Klippe“ nach Art der Schweizer Mythen, aber die Lagerungsverhältnisse lassen diese Deutung kaum zu. Wahrscheinlich ist der Jberger Kalk nur ein Bruchstück einer bedeutend weiter ausgedehnten Kalkmasse, die tief unter den Kalmsschichten versteckt liegt. Ringsum trennen ihn Verwerfungen vom Kalm, nach der Tiefe hin breitet er sich kegelförmig aus, sein Liegendes ist unbekannt. Die Kalmsschichten treten in diskordanter, ungemein verworrener Lagerung an den Kalk heran, eine Erscheinung, die man gewöhnlich aus dem Widerstand erklärt, den das spröde Kalkmassiv der Gebirgsfaltung entgegensetzte. Aber auch das Kalk selbst ist ganz und gar zerstückelt; eine Unmenge Spalten und Klüfte, in denen sich später Spat- und Brauneisenstein sowie Schwefel- und andere Mineralien absetzten, durchziehen den Kalk in verschiedenen Richtungen. Andere Spalten dieser Art enthalten merkwürdigerweise Gesteine der Kalkformation; es sind dies wohl abgefunken, im Jberger Kalk eingeleitete Reste der Kalkbede, die ursprünglich den ganzen Kalkstock überlagerte.

Diese Lagerungsverhältnisse berechtigen zu dem Schluß, daß der Jberger Korallenkalk den Kern einer emporgepreßten Gebirgsscholle vorstellt, deren ehemalige Hülle bis auf verschwindend kleine Reste fortgewaschen ist. Die Fossilische des Jbergs haben schon das Erwachen der alten Geognosten erregt, die gegen Ende des achtzehnten Jahrhunderts den Harz bereisten. In der Tat enthält der maffige Kalk fast überall Korallen der Geschlechter *Cyathophyllum*, *Phillipsastraea*, *Favosites* usw.; daneben finden sich, in Nestern beieinanderliegend, zahlreiche Brachiopoden wie *Rhynchonella pugnax* und *cuboides* (Abb. 240); *Spirifer Verneuli* (XIV, 12), *Orthis striatula* (XIV, 3), *Athyris concentrica* (Abb. 231), ferner marine Schnecken aus den Gattungen *Neurotomaria*, *Bellerophon*, *Turbo*, *Trochus*, *Capulus* usw., endlich — eine Seltenheit bei einem Korallenkalk — ziemlich viele Goniatiten, darunter das Hauptleitfossil der Stufe *Gephyroceras intumescens* (Abb. 238). Im ganzen beläuft sich die Zahl der bislang beobachteten Arten auf mehr als 200, von denen etwa zwei Drittel dem Jberger Kalk eigentümlich sind. Im ganzen Harz gibt es keine zweite ebenso reiche Fundstätte. Allerdings sind die meisten Aufschlüsse heutzutage bereits so gründlich abgegraben, daß gute Exemplare nur noch ausnahmsweise zu erbeuten sind.

Dem Jberger Eisenstein wurde schon in sehr alter Zeit eifrig nachgegraben, der ganze Berg ist unterhöhlt und mit Pingen und Halben bedeckt. Durch ihre unregelmäßigen Formen sehen die alten Grubenbauten fast wie natürliche Höhlen und Spalten aus. Man bemerkt sie unter anderem am Fuß und in der Umgebung des Hübchensteins, eines 40 m hohen, an der Grenze von Korallenkalk und Kalm gelegenen Doppelfelsens. Die Volkssage sucht in diesen Spalten den Eingang zum Reich des Zwergkönigs Hübich, der unter den grotesken Felspfählen seine unterirdischen Schätze hütet. Es gibt jedoch, wie erwähnt, im Jberg auch natürliche Hohlräume, deren bedeutendster die

jetzt bequem zugängliche, mit Spiegellampen beleuchtete Tropfsteinhöhle ist. Um die Mitte der achtziger Jahre wurde der zuletzt vom Hörder Verein betriebene Eisensteinbergbau endgültig eingestellt. Von anderen Merkwürdigkeiten des Jbergs sind noch erwähnenswert: die bereits früher (Bd. I, S. 298) besprochenen „Gletschertöpfe“ hoch oben auf dem Plateau und eine warme Quelle, die früher über Tage abfloß, später vom Bergbau abgefangen wurde und sich jetzt mit den Grubenwässern vermischt. Es ist dies die einzige Therme des Harzes und seiner Umgebung.

Wir kommen nun zum Kalm, dessen Schichten den weitaus größten Teil unseres Gebiets bedecken. Fast überall liegen sie konform auf dem Devon und haben dessen Faltungen und Überschiebungen mitgemacht; mit den Zypriidenschiefern (die jedoch an vielen Stellen fehlen) sind sie durch Übergangsschichten verknüpft. Im Bereich der Kalkformation ist die Landschaft recht einförmig, nur das tief eingeschnittene, quer zum Streichen verlaufende Innerstetal wirkt durch seine außergewöhnlich steilen Gehänge in hohem Grade überraschend (Gegend bei Wildemann). Dem Alter nach folgen einander im Oberharzer Kalm:

1. **Klaun- und gewöhnliche Tonchiefer**, meist schwarz oder dunkelgrau, weitverbreitet in der Umgebung von Lautental sowie zwischen dem Grünsteingrug und Acker-Bruchbergamm. Auffällig ist die starke Zerspitterung des Kieselchiefers, eine Folge des Widerstands, den das ungemein harte und spröde Gestein der Faltung entgegensetzte. Viele dieser Klüfte wurden durch späteren Absatz weißen Quarzes wieder ausgeheilt. Abgesehen von mikroskopischen Radiolarien, führen die Kieselchiefer kaum irgendwelche Versteinerungen, dagegen kommen in den weichen Tonchiefern mancherlei Brachiopoden und Muscheln vor, z. B. das Hauptleitfossil des Kalks *Posidonia Becheri* (Abb. 251).

2. **Posidonienchiefer**, im ganzen Kalmgebiet verbreitet, oft ganz mit Posidonienchalen erfüllt (bester Fundplatz am linken Steilhang des Innerstetals bei Lautental), ferner mit *Glyptoceras sphaericum* (Abb. 249), *Orthoceras cinetum* usw. Die meisten Versteinerungen dieses Horizontes sind plattgedrückt.

3. **Klaustaler Grauwacke**, wechsellagernd mit Tonchiefern vom Charakter der Posidonienchiefer, am besten aufgeschlossen an der Chaussee Klaustal-Dierode. Zur Bewahrung tierischer Fossilien eignen sich die Grauwacken wenig, da die meisten Schalen wohl schon in dem groben Sande, aus dem sich die Gesteine bildeten, zerrieben wurden; was übrig blieb, wurde später vom Siderwasser aufgelöst. Ein kürzlich bei Wildemann gefundener Steinern eines Nautilus steht ganz vereinzelt da. Besser haben sich die ins Meer geschwemmten Pflanzenreste erhalten, obwohl sicher bestimmbar Stücke ebenfalls selten sind. In der Regel scheint es sich um Bruchstücke von Kalamitenstämmen, *Knorrien* u. dgl. zu handeln.

4. **Gründer Grauwacke**, die sich von der Klaustaler dadurch unterscheidet, daß sie viele konglomeratartige Zwischenlagen enthält. Die Gerölle dieser Konglomerate sind meist nur erbsengroß; sie entstammen nicht den alten Harzgesteinen, sondern einem unbekannten Gebirge, das aus Quarziten, Graniten, Porphyriten, Gneisen und

Glimmerschiefern aufgebaut war. Seltamerweise fand sich mitten in den konglomeratischen Grauwacken eine tonige Zwischenschicht mit Brachiopoden, Muscheln und Moostorallen, die für den Kohlenfakt bezeichnend sind.

Wir erkennen im Oberharzer Kulm denselben allmählichen Übergang von Tiefseebildungen zu Seichtwasser- und Strandablagerungen, den wir am Strand des rheinischen Schiefergebirges be-

Schulenburg aufsteigenden Erzgänge, deren Füllung vorwiegend aus Quarz und Kaltspat, stellenweise aus Schwerpat und Spateisen besteht; in diesen „Gangarten“ liegen, bald zonar, bald unregelmäßig angeordnet, die Edelgerze, vor allem silberreicher Bleiglanz und Zinkblende, daneben Kupferkies, Eisenties, Fahlerz undournonit. Die meisten Gänge streichen annähernd nordwestlich, also in herzynischer Rich-

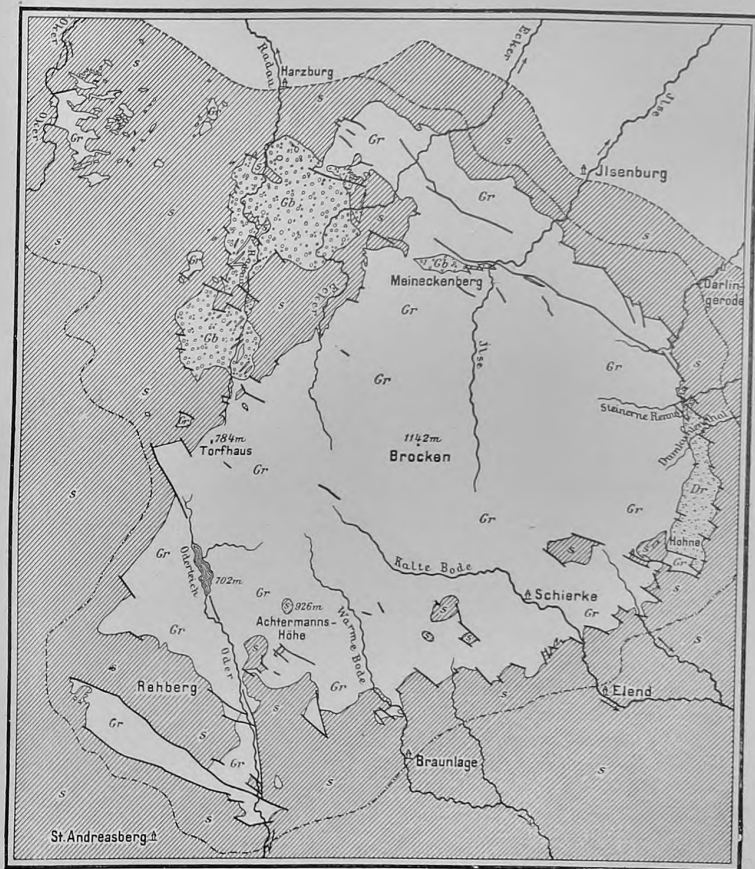


Abb. 276. Geologische Skizze des Brockenmassivs nach Löffler und Erdmannsdörffer.
(Aus R. Lepsius, Geologie von Deutschland Bd. II.)

Gr Granit, Dr Basische Randzone des Granits, Gb Gabbro, s Paläozoische Schiefer,
- - - - - Grenze des Konatthofs.

obachteten (vgl. S. 288 f.). Nach Abjaß der jüngsten Grauwacken wurde der Oberharz Festland.

In wirtschaftlicher Hinsicht ist der Kulm die wichtigste Formation des Harzes. Zunächst liefern die Grauwacken, besonders dort, wo tonige Zwischenlagen selten sind, einen ausgezeichneten Pflasterstein, der bei Wittemann und Lautental in großartigen Steinbrüchen gewonnen wird. Unvergleichlich wertvoller sind jedoch die im Kulm von Klausal, Grund, Wittemann, Bockswiese und

tung, und fallen steil mit 70–80 Grad gegen Südwest ein. Öfters sich verzweigend und miteinander in Berührung tretend, ziehen die einzelnen Gänge kilometerweit — in einem Falle 16 km weit — durch das Devon- und Kulmgebirge. Erze und Gangarten haben sich wahrscheinlich im Lauf sehr langer Zeiträume aus warmen Minerallösungen abgeschieden, die in den Spalten des zerrütteten Gebirges zirkulierten. Von manchen Erzgängen läßt sich mit Bestimmtheit behaupten, daß sie richtige Verwerfungen aus-

füllen, wie z. B. die Bockswießer Gänge, an denen Kuhn und Devon um 200 m gegen einander verschoben sind. Häufig wurden fertig ausgebildete Erzgänge durch neue Gebirgsbewegungen abermals aufgerissen und zerbrochen; dadurch entstanden Erzbreccien, deren einzelne Stücke später wieder miteinander verkittet wurden. Wahrscheinlich spielten sich alle diese Vorgänge während der Kreidefaltung ab, die ja, wie wir sahen, einen ziemlich langen Zeitraum umfaßte. Woher die warmen, in den Spalten umlaufenden Gewässer ihren Metallgehalt bezogen, ob aus erzeigenden kristallinischen Gesteinen, ob aus dem Magma selbst, läßt sich auf Grund unserer gegenwärtigen Kenntnisse nicht entscheiden.

Noch heute zeigen große Teile des Harzes jenen massigen, ungliederten Charakter, den einst das ganze Gebirge gehabt haben muß, als es im Zeitalter der Kreidefaltung zum zweiten Mal der Erdoberfläche entstieg. Im großen und ganzen bilden Ober- und Unterharz ein einheitliches Hochplateau, das mit Ausnahme einiger dem Rand benachbarter Teile verhältnismäßig wenig erodiert und zerstückelt ist. Diesem Sofel sind jedoch, gleichsam wie ein zweites Stockwerk von Gebirgen, mehrere Erhebungen aufgesetzt, die durch Höhe und Ausdehnung sehr auffällig hervortreten: vor allem der gewaltige Brocken, dann die kleinere, den Unterharz überragende Granitmasse des Ramberg, endlich der lange, bis 926 m aufsteigende Acker- und Bruchbergzug, ein Kettengebirge im Kleinen, das mit variszischem, nordöstlichem Streichen fast 20 km weit über die Hochfläche zieht. Gerade diese Bergkette wirkt, von einem ihr gegenüberliegenden Gipfel, z. B. dem Großen Knollen, aus gesehen, in der hier ausnahmsweise stark zerstückten Plateaulandschaft so fremdartig, daß man sie für einen stehen gebliebenen Kamm der alten Steinkohlenalpen halten möchte. Allerdings gehörten Acker und Bruchberg einst dem variszischen Gebirgsbogen an, ihre heutige Höhe und Geschlossenheit verdanken sie jedoch in erster Linie dem Umstand, daß sehr harte, schwer zerstörbare Quarzite den Kamm zusammensetzen.

Der Acker zieht vom Harzrand zwischen Herzberg und Osterode nordöstlich bis zur Stieglitzede; seine Fortsetzung, der Bruchberg, erstreckt sich weiter bis zu der bekannten Touristenstation Torshaus am Fuß des Brodens.

Aber den Acker läuft der uralte, stellenweise moorige „Zaßweg“ (d. h. Fährweg), der durch eine Fülle wechselnder Ausbilde, bald rechts auf die Klauentaler Landschaft, bald links auf Ravensberg, Stöberhai und ihre Nachbarn, die etwas beschwerliche Wanderung reichlich lohnt. Weit über den Harz und sein Vorland hinaus reicht der Blick von den hohen, ruinenartigen Quarzittippen, Hansföhnenburg, Seilerklippen, Sophienklippe usw., die, von wilden Trümmersfeldern um-

geben, den fichtenbedeckten Kamm überragen. Das geologische Alter dieses Quarzits hat sich noch nicht einwandfrei bestimmen lassen. Lepsius rechnet ihn zum Unterdevon, nach der neuen Auffassung der preußischen Landesgeologen soll er jedoch silurisch sein. Der eigentliche Quarzit ist so gut wie fossilfrei, konglomeratige Zwischenlagen enthalten Seefilzietfingerglieder und unbestimmbare Muscheln — paläontologische Anhaltspunkte fehlen also vollkommen. Immerhin zeigen die Gesteine des Acker-Bruchbergkammes eine auffallende Ähnlichkeit mit gewissen Schichten des Kellervalds, deren silurisches Alter als bewiesen gilt. Dieselben Quarzite und Grauwacken erscheinen ferner auf der anderen Seite des Brockenmassivs bei Harzburg und Ilmenburg, also an einer Stelle, wo bei nordöstlichem Streichen die Fortsetzung des Acker-Bruchbergzuges wieder zum Vorschein kommen muß.

Südlich vom Bruchberg beginnt das Reich des Brockengranits. Anfangs entspricht die Gegend keineswegs dem Begriff, den man sich von einer Granitlandschaft zu bilden pflegt; das Brockenfeld, wie dieser Teil des Massivs genannt wird, ist eine flache, mit Torfmooren, mit niedrigem Birken- und Weidengehölz bedeckte Ebene, in deren größtenteils unzugänglichen Sümpfen Oder, Kalte und Warme Bode, Eder, Abbe und Rabau ihren Ursprung haben. Nur vereinzelte, auf flachen Rücken stehende, vom Beerengestrüpp überwucherte Felsklippen verraten, daß wir uns hier im Bereich des Granits befinden, im übrigen ist die Gegend aufschlußlos. Wie hat sich wohl diese eigenartige, durchschnittlich nur 330 m unter dem Brocken gipfel gelegene Hochebene gebildet? Zweifellos haben die Moore, nachdem sie einmal entstanden waren, viel zur völligen Einebnung beigetragen, aber damit sich überhaupt Hochmoore von solcher Ausdehnung entwickeln konnten, mußte die Oberfläche des Granitmassivs an dieser Stelle von vornherein eine flachmuldenförmige Gestalt besitzen. Wahrscheinlich stellt das ganze Brockenfeld samt Umgebung eine riesige, von der Brockenkuppe abgefunken Scholle dar. Ob sich freilich die Verwerfung, an der diese Senkung erfolgte, jemals wird nachweisen lassen, scheint in hohem Grade zweifelhaft. Ist es schon schwer, im massigen, einheitlich ausgebildeten Granit Verwerfungen zu erkennen und auf längere Strecken zu verfolgen, so kommt hier noch der Mangel an Aufschlüssen hinzu; Torfmoore, dicker Waldboden und Trümmern verhüllen fast überall den anstehenden Fels.

Das Brockenfeld wird beherrscht von der Achtermannshöhe, einem kleinen, in der flachen Umgebung auffällig hervortretenden Granitkegel, der eine Kappe metamorphosierter

Schiefer trägt. Auch sonst haben sich in der Umgebung des Feldes und weiter östlich bei Schierke und Hohne mehrfach ansehnliche Reste der Hornfels- und Hornschieferdecke erhalten, die ursprünglich wohl den gesamten Granitstock überzog. Zum Teil sind diese Reste dadurch der Abtragung entgangen, daß sie an Verwerfungen abgefunken waren.

Den Kern des Brockens bildet ein hellgrauer, ziemlich grobkörniger Granit, der im Innern

blöcke verstreut, oft in solcher Menge, daß sie wahre Felsenmeere bilden; durch Schluchten und Rin-
nen wälzen sie sich hinab in die Flußtäler, die wie die Steinerne Renne, das Bode-, Eder- und Dfertal auf weite Strecken wilden Trümmerhalben gleichen (vgl. Abb. 277).

An den Rändern des Brockenmassivs kommen hier und da Gesteine vor, die vom normalen Typus des „Kerngranits“ mehr oder weniger abweichen. Am bekanntesten ist der rote Granit des Eisensteins, jener großartigen Felsmasse, die mit einer 150 m hohen Wand fast senkrecht zum Zlfe-



Abb. 277. Blick ins Dfertal. (Phot. Ernst Rose, Wernigerode.)

des Massivs fast überall das gleiche Aussehen zeigt und vorwiegend aus weißem Kalifeldspat und grauem Quarz besteht, denen sich als untergeordnete Bestandteile schwarzer Biotit, grünlicher Plagioklas und ein wenig silberglänzender Muskowit zugesellen. Durch Verwitterung wird das Gestein bräunlich und zerfällt schließlich zu gelbbraunem „Heren sand“, der sich in Vertiefungen bisweilen meterhoch anhäuft. Wo aber der lockere Grus weggeschwemmt wird, sieht man rings an den Bergflanken die phantastisch gestalteten, aus dicken, ungefügten Platten und runden „Wollfäcken“ aufgetürmten Klippen des unverwitterten Kerngesteins. Viele von ihnen, wie die Felstürme der magnetischen Schnarcher bei Schierke, die wilden Hohneklippen, Feuersteinkluppen u. a. ragen hoch und hell empor aus dem dunklen Meer der Fichtenwälder. Auf allen Abhängen liegen Granit-

tal abstürzt (Abb. 277). Das durch und durch zertrümmerte und zerklüftete Gestein ist deshalb merkwürdig, weil es in feinen Klüften und Drusenräumen Kristalle von Quarz, Turmalin, Flußspat, Eisenglanz und anderen Mineralien birgt, die zum Teil von vulkanischen Dämpfen abgesetzt worden sind. Während der Eisensteingranit auf einen schmalen, kurzen Streifen beschränkt ist, der anscheinend bei der Kreideablagerung eine starke Quetschung erlitten hat, sind in den übrigen Teilen der Randzone porphyrische Varietäten mit großen Einsprenglingen von Kalifeldspat weitverbreitet. Basische Abarten mit größerem Gehalt an Biotit, Hornblende oder Augit treten hauptsächlich am Ostrand des Massivs auf, zwischen Forsthaus Hohne und dem Dummfuhletal (Abb. 276), vereinzelt auch weiter nördlich; sie sind wahrscheinlich aus Schmelzflüssen hervorge-



Abb. 278. Der Isenstein.

gangen, die größere Mengen Gabbro- oder Diabasmaterial aufgelöst hatten. Man findet hier alle Übergänge vom hellen Hornblendegranit bis zum Diorit und tiefdunklen Gabbro, eine Unmenge verschiedener Varietäten, unter denen sich viele durch prächtig grüne Färbung auszeichnen.

Ebenso bunte Abwechslung herrscht in dem großen Gabbrogebiet, das im oberen Rabautal aus den Schiefen auftaucht und an einzelnen Stellen den Granit des Brockenmassivs berührt (Abb. 276). An Aufschlüssen ist kein Mangel: wird doch der Gabbro, der einen ganz vorzüglichen Pflasterstein liefert, in riesigen Steinbrüchen abgebaut, die den Kern des Gebirges auf weite Strecken freigelegt haben. Das Hauptgestein, Gabbro schlechthin, besteht wesentlich aus Labrador, einem basischen kalkreichen Felspat, und Diallag, einem tafelig ausgebildeten Mineral der Augitgruppe, das oft metallischen Schimmer zeigt; dazu kommt noch ein beträchtlicher Erzgehalt. Tritt an die Stelle des Diallags rhombischer Pyroxen (Bronzit oder Hypersthen), so entsteht der Norit, eine Gabbroart, die besonders in den höchsten Brüchen des Rabautals vorkommt. Weitere Abarten, Olivin-gabbro und Olivinnorit, kommen zustande, wenn Olivin sich den genannten Bestandteilen zugesellt. Andererseits kann der eine oder andere Hauptgemengteil stark zurücktreten oder auch ganz verschwinden, wie z. B. beim Forrellenstein, der fast nur aus Labrador und Serpentin (umgewandeltem Olivin) zusammengesetzt ist; die eigenartige, an eine Forrellenhaut erinnernde Zeichnung

wird durch Serpentinflecken hervorgebracht. Umgekehrt fehlt dem Harzburgit oder Schillerfels der Felspat; aus dunkelgrünem Serpentin, der gleichsam die Grundmasse dieses prächtigen Gesteins bildet, leuchten die goldglänzenden, von Olivin durchwachsenen Spaltflächen des Bronzits hervor. Ferner finden sich: Hornblendegabbro mit großen, rötlichbraunen Hornblendekristallen statt des Diallags, Glimmerperidotit (im Kalten Tal), ein Gemenge von Olivin, Biotit und Spinell, das kleine Linien im Norit bildet, und andere, zum Teil seltene Felsarten. Die Mannigfaltigkeit wird noch gesteigert durch die vielen schliefrigen, geschlammten und gestreiften Gabbrovarietäten sowie durch Granit- und Pegmatitgänge, die vom nahen Brockenmassiv in den Gabbro vorstoßen.

Es fragt sich nun, in welcher Beziehung Gabbro und Brockengranit zu einander stehen. Die eben erwähnten Granitgänge enthalten häufig edige Gabbrotrümmer, demnach existierte das Rabautmassiv bereits, als der Granit hervorbrach. Wenn die Beobachtung richtig ist, daß Gabbrogänge stellenweise, z. B. im sogenannten Edergneis, die Schieferhülle des Granits, nicht aber diesen selbst, durchsetzen, so läßt sich das Alter des Gabbros noch genauer bestimmen; denn da der Edergneis metamorphosierter Rufschiefer ist, so wäre damit bewiesen, daß die Eruption der Gabbrogesteine erst nach Ablauf der Rufszeit erfolgte. Dagegen scheint das Massiv die variszische Faltung bereits mitgemacht zu haben, was beim Brockengranit offenbar nicht der Fall war. Beide Tiefengesteine, Granit und Gabbro, sind selbständige Bildungen, die, soweit sich die Verhältnisse zur Zeit übersehn lassen, nichts miteinander zu tun haben. Wohl aber mögen die im Harz so verbreiteten Diabase mit dem Gabbro ver-

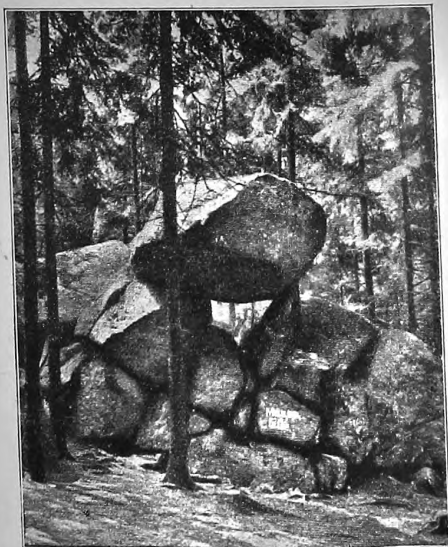


Abb. 279. Granit des Oertals: Die Maufesalle.

wandt fein und demselben Magmabeden entstammen wie dieser.

Rings um das Brockenmassiv zieht sich ein breiter Gürtel metamorphosierter paläozoischer Schichtgesteine. Tonsschiefer sind zu Knotenschiefern und Hornfels, Kieselsschiefer zu feinkörnigen Quarziten geworden, Kalksteine haben sich in Marmor oder, wenn sie stark tonig waren, in mineralreichen Kalkhornfels verwandelt, der Granat, Vesuvian, Epidot und andere Kontaktmineralien enthält. Selbst die Diabase erlitten im Bereich des Kontakthofs erhebliche Veränderungen und gingen teils in Amphibolit, teils in dichten schwarzen Hornfels über. Die interessantesten Kontaktgesteine findet man jedoch im Ederetal, hauptsächlich zwischen der Dreierherrenbrücke und Forsthaus Scharfstein, wo aus den Schiefern und Grauwaden der Kulmination richtige Sedimentgneise, „Edergneise“, hervorgegangen sind. Durch gröberes Korn und „gneisartige“, d. h. schieferige bis flaserige Struktur, unterscheiden sich diese Gesteine sehr auffällig von den gewöhnlichen Hornfels des Brockengebietes, indessen erkennt man auf verwitterten Platten noch deutlich die Trümmerstruktur der ehemaligen Grauwade. Wie alle Sedimentgneise, so zeigen auch die des Ederetals schwankende Zusammensetzung; neben den gewöhnlichen Bestandteilen Feldspat, Quarz und Biotit führen sie in sehr wechselnder Menge Kordierit, Granat, Turmalin, Andalusit, Sillimanit usw.

Der Ockergranit zwischen Harzburg und Romkerhall ist offenbar nur ein Ausläufer des Brockenmassivs, das hier am Rand der Schieferhülle nochmals zum Vorschein kommt. Beide Granite haben dasselbe Aussehen, dieselbe Zusammensetzung, nur sieht man im Ockergebiet etwas häufiger den hellen Kalkglimmer; ein gelegentlicher Kalkspat- und Granatgehalt rührt wohl von eingeschmolzenem Sediment her. Berühmt ist der Ockergranit durch seine wunderbaren Felsbildungen, die, vom Bobetal abgesehen, im Harz nicht ihresgleichen haben: Feigenbaumtuppe, Grotte, Mausefalle (Abb. 279). Herzentüchle, Käste, Treppenstein, Ziegenrücken, Teufelskugel usw.

Ein verkleinertes Abbild des Brockenmassivs ist die von der Klosterrampe bis zur Vektorshöhe ziehende Granitmasse des Ramberg. Wahrscheinlich hängen auch Brocken und Ramberg unterirdisch miteinander zusammen; die Verbindung wird angedeutet durch ein System porphyrischer Gänge, das von der Nordwestecke des Rambergmassivs 8 km weit geradlinig auf den Brocken zu läuft und an mehreren Stellen von der Erde geschnitten wird. Am besten aufgeschlossen ist der Bodegang, wie A. Voss dieses aus recht mannigfachen Felsarten bestehende Gangsystem nannte, zwischen Taschengrund und Restental, tritt aber auch weiter talaufwärts bei Altenbrad, Ludwigs hütte und Wendefurt mehrfach zutage. Den Granit selbst durchsetzen zahlreiche, „herzynisch“ streichende Quarzgänge; rings um das Massiv schlingt sich wie um den Brocken ein prächtiger Kontakthof, der im Südwesten fast $3\frac{1}{2}$ km Breite erreicht. Die gegenseitige Lagerung von Granit und Schieferhülle läßt sich hier leichter erkennen als am Brocken, weil das Rambergmassiv kleiner ist und die Trümmerhalben keinen so ungeheuren Umfang annehmen. An der Ost-, Süd- und West-

seite legen sich die metamorphen Schiefer flach und regelmäßig auf den Eruptivstock, am Nordrand aber sind sie bis auf ein paar kleine, verstürzte und in Schollen zerbrochene Überreste verschwunden;

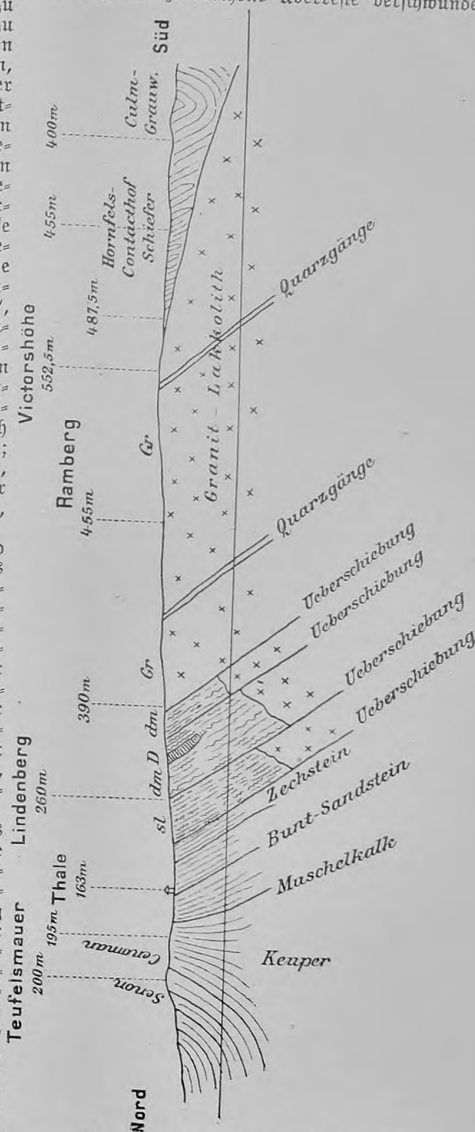


Abb. 280. Profil durch das Rambergmassiv.
(Aus A. Lepsius: Geologie von Deutschland Bd. II.)
Gr Granit, D Diabas, sl Siltur, dm Devon.

was hier fehlt, liegt unter jüngeren Schichten begraben in der breiten Senkungszone, die den Nordrand des Harzes von Ballenstedt bis Langelsheim umzieht. Jedenfalls sind auch die nördlichsten Teile des Granitmassivs selbst mit in die Tiefe

gesunken. Nachdem dies geschehen war, wurde der stehengebliebene Teil des Rambergs in nördlicher Richtung verschoben, und zwar so weit, daß sein Rand auf nichtmetamorphosierte, ursprünglich weit von ihm entfernte Schiefer zu liegen kam. Aus diesen gewaltigen Krustenbewegungen erklären sich die merkwürdigen Lagerungsverhältnisse in den nördlichen Vorbergen des Massivs, z. B. am Lindenberg bei Thale, wo unveränderte devonische und silurische Schiefer in unmittelbarer Nähe des Granits anstehen (Profil Abb. 280).

Südlich und westlich vom Ramberg dehnen sich die weiligen, von der Bode, Rappbode und Selke durchströmten Hochflächen des Unterharzes aus. In diesen Gegenden hat das Gebirge seinen Plateaucharakter am reinsten bewahrt; Harzgerode, Hasselfelde, Bennedestien, Elbingerode und andere Ortschaften liegen in flachen, mit niedrigen Bergrücken eingefassten Mulden; ja stellenweise, wie bei Hüttenrode, gleicht die Landschaft einer völlig ausgeglätteten Ebene, über die der Blick nach allen Richtungen ungehindert dahinschweift. Gegen den Brocken steigt das Plateau allmählich an, die im Selkegebiet noch ziemlich häufigen Kornfelder verschwinden, und der aus Laub- und Nadelholz gemischte Wald macht reinem Fichtenwald Platz. Den Untergrund dieser weiten Hochflächen bilden hauptsächlich devonische Schichten; wie weit Silur und Karbon sich am Aufbau des Unterharzes beteiligen, ist eine der vielen noch unentschiedenen Streitfragen. Will man für den Unterharz eine der Oberharzer möglichst genau entsprechende Schichtenfolge aufstellen, so muß man die Voraussetzung machen, daß trotz der geringen Entfernung manche gleichalterige Sedimente in beiden Gebirgshälften verschieden ausgebildet sind. Da jedoch eine endgültige Klärung dieser und anderer Fragen noch aussteht, begnüge ich mich hier, auf einige wichtige Unterchiede zwischen Ober- und Unterharz aufmerksam zu machen.

Die silurischen Graptolithenschiefer (mit verschiedenen Arten der Gattung *Monograptus*, Abb. 281) sind im Unterharz, vorzüglich in der Gegend von Harzgerode und Pansfelde, ziemlich weit verbreitet; der gleichen Formation gehören schwarze Kalksteine an, die im Tännental bei Drübeck *Cardiola interrupta* und bei Harzgerode *Herzynella* (*Nassischecken*) und *Gerradhörner* führen. Im ganzen war bislang die Ausbeute an typischen Silurfossilien sehr gering. Das Unterdevon beginnt im Gegensatz zum Oberharz bereits mit der unteren Koblenzstufe, einem mächtigen Schieferkomplex (also keine Grauwacken wie am Rhein!), der früher als „unterer Wieder Schiefer“ bezeichnet wurde. In diesem Gesteine finden sich vielerorts kalte Zwischenschichten, die eine Menge Brachiopoden, Trilobiten und Röhrenschnecken beherbergen, und zwar vorwiegend solche Formen, die man früher nur

aus dem böhmischen Devon kannte; neuerdings wurde jedoch diese sogenannte *Herzyna fauna* auch im Kellerwald und in der Marburger Gegend entbedt. Besonders bezeichnend sind: *Spirifer togatus* und *Decheni*, *Rhynchonella princeps* und *Henrici*, *Pentamerus Sieberi*, *Terebratula melonica*, *Phacops fecundus* u. a. Nur sehr wenige Arten, z. B. *Spirifer Herzyniae* (Abb. 223) kommen auch am Rheine vor. Hauptfundplätze im Unterharz: Klosterholz bei Ilfenburg, Joachimstopp bei Zorge, Scheerenstieg bei Mägdesprung. Die Kalksteine enthalten einzelne Korallen, sind aber keine Rifffalke.

Dem Goslarer Kalksteinsandstein, also der oberen Koblenzstufe, entspricht im Unterharz der

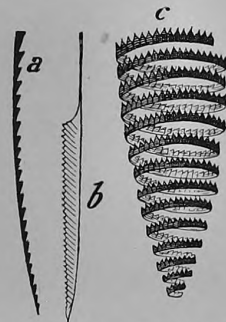


Abb. 281. Verschiedene Arten der Gattung *Monograptus*: a *M. Nilssonii*, b *M. colonus*, c *M. turriculatus*.

Aus Bd. I Tafel „Oberflurische Verfeinerungen No. 1a, b, c.“

Hauptquarzit mit *Spirifer paradoxus* (XIII, 16) und vielen anderen Brachiopoden dieser Stufe. Eine reiche Fundstätte liegt im Klostergrund bei Michaelstein. Darauf folgt das wieder vorwiegend aus Schiefer, „oberen Wieder Schiefer“, aufgebaute Mitteldevon, dessen Fossilien hauptsächlich in den eingelagerten Kalksteinen stecken. So findet man z. B. in gewissen Kalksteinen bei Hasselfelde *Jovellania triangularis* (XIV, 10), *Mimoceras gracile* und andere Leitformen der „Wissenbacher Schiefer“ des Rheinlands; ähnliche Faunen wurden am Schwengstopp bei Wernigerode, am Meiseberg bei Mägdesprung, am Joachimstopp bei Zorge usw. gesammelt, während die Kalksteine und Kalksteinlagen von Elbingerode viele Verfeinerungen der Stringozephalenstufe lieferten. Von oberdevonischen Gesteinen ist im Unterharz der Berger Kalk am besten aufgeschlossen und insoweit am längsten bekannt; er bildet im Bodetal bei Rübeland die jedem Reisenden auffallenden Felsklippen, die sich wie Türme über die bewaldeten Gehänge erheben. In diesem Gestein liegen die berühmtesten Tropfsteinhöhlen des Harzes, Hermanns- und Baumannshöhle,* deren Grundbecken eine Menge Knochen vom Höhlenbär, Renntier, Uroch, Pferd und Hirsch birgt, ferner, anscheinend aus der „Steppenzeit“, solche vom Lemming und Pfeifhahn, außerdem viele Vogelknochen, z. B. vom Moorhuhn, Schneehuhn, Kollraben und einem nördlichen Taucher. Prachtvoll ist die „Krisfallkammer“ der Hermannshöhle mit

*) Über die Entstehung derartiger, fast ausschließlich in Rifffalten vorkommender Höhlensysteme vergleiche Bd. I, S. 172 f.

ihren wunderhübschen Kaltpatkrystallen. Auch den kompakten Kalkstein durchsetzen in dieser Gegend z. B. im Schwefeltal breite Kaltpatgänge, deren Einzelkrystalle oft beträchtliche Größe erreichen.

In der Ausbildung der Kulmschichten stimmen Ober- und Unterharz vollkommen überein. Schwer zu bestimmen ist nur das Alter der Grauwacken, die im Innern des Gebirges von Tanne bis Gerode und am Nordrand zwischen Ilzenburg und Blankenburg weit verbreitet sind. Während manche Geologen diesen ganzen Komplex zum Kulm rechnen, halten andere die Hauptmasse der Grauwacken für silurisch. Bei der außerordentlichen Fossilarmut dieser Gesteine wird die endgültige Lösung dieser Frage vielleicht noch lange auf sich warten lassen, zumal die Lagerungsverhältnisse in höchstem Grade verworren sind. Ebenso unsicher ist das Alter der mannigfachen Porphyro- und Porphyritgänge, die das paläozoische Schiefergebirge des Harzes zwischen Stolberg und Wernigerode an zahlreichen Stellen durchbrechen.

Daß gewaltige Brüche den Harz von seinem Vorland trennen, zeigt sich besonders deutlich am Nordrand des Gebirges, wo die Zechstein-, Trias-, Jura- und Kreideschichten in einer 15 km breiten grabenförmigen Spalte, dem Harzburger Graben, versunken sind. Auf der ganzen von Ballenstedt über Thale, Blankenburg, Wernigerode, Harzburg und Goslar bis Langelsheim ziehenden, etwa 75 km langen Störungslinie ist das paläozoische Schiefer- und Granitgebirge hart an den Rand des Grabens gepreßt, ja stellenweise, wie es scheint, noch ein Stück weit auf die eingebrochenen Schollen hinaufgeschoben (vgl. die oben geschilderten Lagerungsverhältnisse am Lindenberg bei Thale). Die abgefunkenen Schichten stehen sehr steil, sind streckenweise sogar überkippt und fallen dann mit einem Neigungswinkel von 70–75 Grad gegen den Harz ein. Goslar, Harzburg, Ilzenburg, Blankenburg und viele andere Ortschaften des nördlichen Harzrandes stehen ganz oder zum größten Teil auf diesem überkippten Schichtensystem, das naturgemäß an der Erdoberfläche nur wenig Raum einnimmt. Diese ungewöhnliche Lagerung erreicht erst an der äußersten Nordwestecke des Gebirges, zwischen Langelsheim und Neukrug, ihr Ende; hier fallen die Schichten, wie es den normalen Verhältnissen entspricht, flach vom Harzfern ab.

Nur die obere Kreide liegt zumeist auch im Harzburger Graben flach, bedeckt daher in dessen nördlichen Teilen ein breites Stück Land; aber es gibt einzelne Stellen, wo selbst das Senon noch steil aufgerichtet oder überkippt ist. (Profil Abb. 282). Demnach setzten sich diese gewaltigen Krustenverschiebungen mindestens bis zum Ausgang der Kreidezeit fort. Anscheinend war das

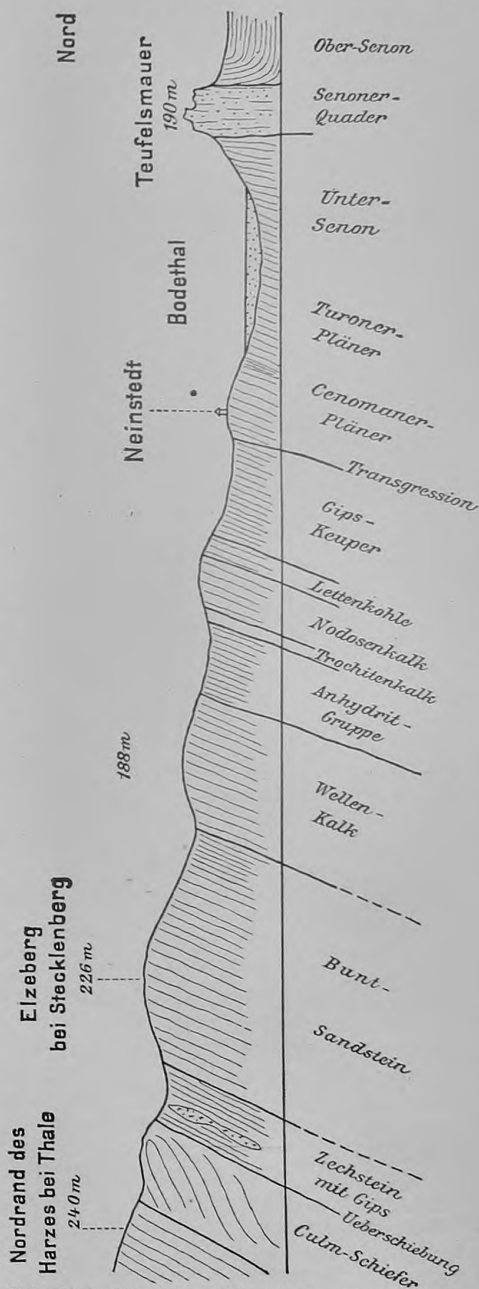


Abb. 282, Profil durch den Südrand des Harzburger Grabens zwischen Thale und Neinstedt. (Aus R. Lepsius: Geologie von Deutschland Bd. II).

jüngere Kreidemeer in den Harzburger Graben eingedrungen und hatte seine Sedimente auf

den „Röpfen“ des überkippten Schichtensystems abgesetzt; darauf erfolgte jedoch ein abermaliger Gebirgsschub, der das Meer zum Abfließen brachte und die neugebildeten Sedimente hier schwächer, dort stärker dislozierte (d. h. ihre ursprüngliche wagerechte Stellung veränderte). Durchqueren wir die breite Senonezone, so stoßen wir an der Nordgrenze des Grabens auf die hohen Muschelfaltrüden der Domburg, des Huh-

hier in ausgezeichnete, fossilreiche Form entwickelt. Beginnen wir mit dem Lias, so fallen uns zunächst gewisse Abweichungen von der süddeutschen Ausbildung ins Auge, vor allem das Auftreten oolithischer Roteisensteine in den Zonen des *Arietites Bucklandi*, *Aegoceras Jamesoni* und *Amaltheus margaritatus* (Gegend von Harzburg, Langelsheim, Salzgitter usw.). Am versteinungsreichsten sind wohl die Arietenschichten bei Harzburg, wo die Galden der Eisensteingrube „Friederike“ vorzügliche Gelegenheit zum



Abb. 283. Der Regenstein bei Blankenburg (Harz). (Phot. E. Braun, K.)

waldes und des Großen Fallsteins, die im ganzen einen herzynisch streichenden Sattel bilden. Aber auch mitten im Harzburger Graben heben sich bei Quedlinburg, Wienenburg und Dörnten die älteren mesozoischen Formationen aus der Kreidebede heraus. Dank dieser Aufwölbung ist es am Harzberg bei Wienenburg möglich, die unter dem Buntsandsteine verborgenen, sehr mächtigen und ertragsreichen Kalisalze der Zechsteinformation abzubauen (Grube Herzynia).

Am nördlichen Harzrand gibt es in den mesozoischen Formationen eine Menge interessanter, bejuchenswerter Aufschlüsse, teils absonderliche Felsbildungen wie die Klus bei Goslar, den Regenstein und die Teufelsmauer bei Blankenburg, die Klus und den Gläsernen Mönch bei Halberstadt, teils berühmte Fundstätten von Versteinungen. Viele Jura- und Kreidehorizonte sind

Sammeln bieten, doch auch die Dörntener Schiefer, ein bislang nur aus der Goslarer Gegend bekannter, über den Posidonien-schiefern liegender Horizont, zeichnet sich durch eine Fülle von Ammoniten, besonders Harpoceraten, aus. Die nächste Stufe, der Dogger, ist im großen und ganzen ebenso ausgebildet wie in der Weserkette (S. 311). Dagegen läßt sich die Schichtenreihe des Weißen Juras nur bis zu den Kimmerridgetallen verfolgen; die nächstjüngeren Portlandkalk waren anscheinend bereits abgetragen, als das Neotommeer über diese Gegenden hinweg schritt. Da der Malm größtenteils aus hartem Gestein besteht, bildet er einen dem Harzrand parallel laufenden Höhenzug (Petersberg bei Goslar, Langenberg bei Oster, Weißenstein bei Schlawede). Sammler pflegen vor allem die Sandgrube am Petersberge aufzusuchen, eine der berühmtesten Fundstätten des norddeutschen Jura-gebirges, wo der Korallenoolith mit seinen zahllosen Erogynen, Terebrateln, Seeigeln und Korallen in selten schöner Weise aufgeschlossen ist. Den

Hauptanhydrit, der vom jüngeren, meist rot gefärbten Steinsalz (100–150 m) überlagert wird. Auch hier zeigen sich Jahresringe, sind aber dünner und weiter von einander entfernt als im älteren Steinsalz. Ein Dach von rotem Ton, das als undurchlässige Schicht die Auflösung des Salzes verhinderte, breitet sich über den ganzen Komplex aus.

3. Jüngste Salzstufe. Derselbe Wechsel wiederholt sich nochmals: zuerst Anhydrit, aber diesmal nur eine schwache Lage, dann das jüngste Steinsalz (50 m) und endlich die rote, wasserreiche Tondecke. Hiermit erreicht die Zechsteinformation ihr Ende, und es beginnt der Buntsandstein. Kalilager kommen also bei Staßfurt nur in der tiefsten Salzstufe vor.

Eine befriedigende Erklärung für die Bildung dieser großartigen, durch keine Trümmergesteine verunreinigten, einheitlich entwickelten Salzlager bietet die Barrentheorie von Osenius. Denken wir uns eine Meeresbucht, die vom offenen Ozean durch eine Barre, einen unterseeischen Damm, derart abgeschnitten ist, daß über ihre Oberfläche nur etwa so viel Meerwasser in die Bucht fließen kann, als im Innern zu verdunsten vermag. Denken wir uns ferner, daß diese Bucht — unser Zechsteinmeer — in einem regenarmen Klima liegt und keinerlei Süßwasserzuflüsse, sei es von einmündenden Flüssen, sei es von unterseeischen Quellen, empfängt. Unter diesen Bedingungen muß der Salzgehalt des Beckens immer höher steigen und das Wasser schließlich zu einer konzentrierten Sole werden. Die schweren Soolen werden abwärts sinken und, wenn die nötige Sättigung erreicht ist, ihre Salze in der Reihenfolge ihrer Löslichkeit ausscheiden. Von den Bestandteilen des Meerwassers sind die Kalisalze am schwersten löslich, daher beginnt die Reihe unserer Salzschichten überall mit einem mächtigen Lager von wasserfreiem schwefelsaurem Kalk (Anhydrit). Darüber wird das Kochsalz folgen. Die nun noch übrige Mutterlauge enthält die leicht löslichen Bitter- und Kalisalze. Inzwischen aber ist die am Grunde der Bucht abgeschiedene Salzmasse derart in die Höhe gewachsen, daß die Mutterlauge den Kamm der Barre erreicht und in den offenen Ozean zurückströmt. Verhindert kann dies nur werden, wenn zur selben Zeit die Bucht vollständig vom freien Weltmeer abgeschnitten wird, also durch eine Erhöhung der Barre. In diesem Fall kommen bei fortschreitender Verdunstung schließlich auch die Bitter- und Kalisalze zur Abscheidung, wie wir dies in der ältesten Staßfurter Salzstufe bestätigt finden. Ob nach Absatz des jüngeren und jüngsten Steinsalzes die Mutterlauge ins Meer zurückfließen, oder ob auch diese beiden Salzstufen ursprünglich mit einer Kalisalzregion gekrönt waren, die bald nach ihrer Bildung wieder aufgelöst und fortgeführt wurde, läßt sich nach dem heutigen Stand der Forschung nicht entscheiden.

Die tonigen Schichten (Salton, roter Ton), die den Abschluß jeder Salzstufe bilden, sind in der Hauptsache äolische Bildungen, d. h. Abfälle von Staubstürmen, die nach Austrocknen des Zechsteinmeeres über das zur Sandwüste gewordene Becken dahinströmten. Sie und da waren jedoch kleine Salzseen und Lagunen übrig geblieben.

Endemann, Die Erde. II.

ben, in denen eine ärmliche marine Tierwelt weiterlebte.

Die eigenartige Erscheinung der Jahresringe erklärt man folgendermaßen. Sobald die Verdunstung soweit vorgeschritten war, daß die noch übrige Lauge nicht nur mit Anhydrit, sondern auch mit Kochsalz gesättigt war, mußten sich beide Verbindungen nebeneinander abscheiden. Nun ist aber der Sättigungspunkt von der Temperatur abhängig, und zwar wird die Anhydritbildung durch hohe, die Steinsalzbildung durch niedrige Temperatur begünstigt. Daraus schließt man, daß die 8–10 cm starken Kochsalzschichten während der kalten, die nur 7–8 mm dicken An-

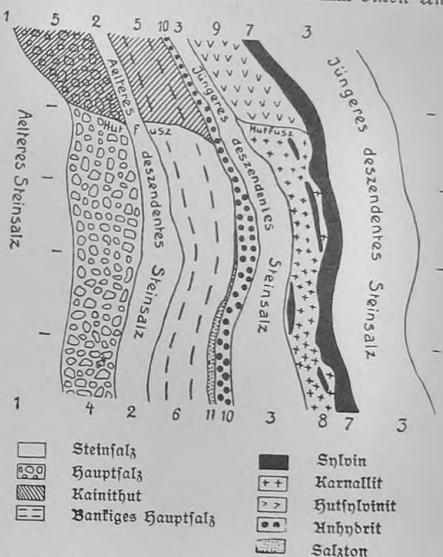


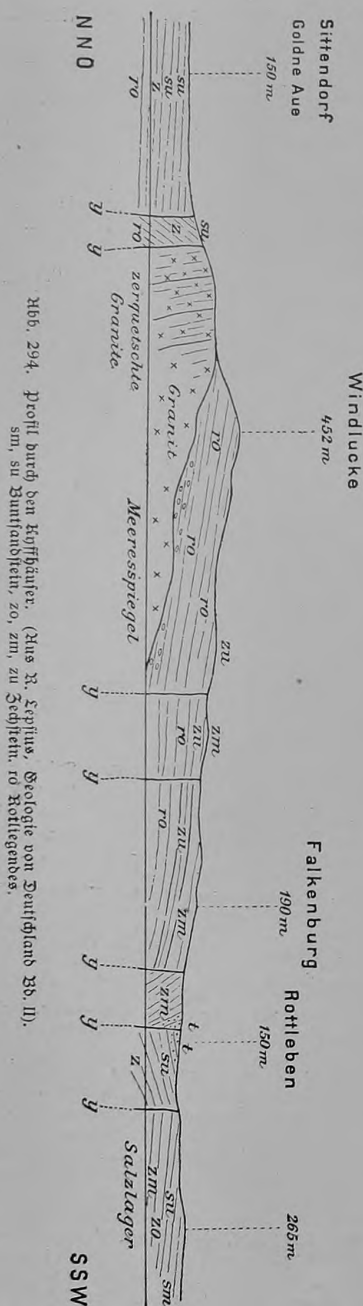
Abb. 293. Sutzone der Lagerstätte des Kalkbergwerks Herzonia bei Dienenburg. (Nach Everding.)

1–3 Steinsalz 7 Jüngeres deszendentes Steinsalz
4 Hauptfalskonglomerat 8 Jüngeres deszendentes Steinsalz
5 Kainit 9 Sutzone von Splint
6 Baltisches Hauptfals 10 Hauptanhydrit
11 Salton

Der ganze Schichtenkomplex ist steil aufgerichtet, links sind die liegenden, rechts die hangenden Schichten zu suchen.

hydritlegen während der heißen Jahreszeit auskristallisierten, also je ein Paar von ihnen das Sediment eines einzelnen Jahres darstellte.

Von deszendenden Bildungen sei zunächst der Kainit erwähnt, ein wasserhaltiges, aus Chlorkalium und schwefelsaurem Magnesium bestehendes Doppelsalz, das sich hauptsächlich in den höchsten Teilen der Kalilager, in der sogenannten Sutzone, findet (vgl. Profil Abb. 293). Nach Everding wäre der Kainit in folgender Weise aus dem Hauptfals entstanden. Die von oben in das Kalilager eindringenden Wasser lösten aus dem Kainit das Chlormagnesium heraus und führten den an sich unlöslichen Kiesel in Bitterfals über. Vom Kainit war jetzt nur noch das Chlorkalium über, das sich nunmehr mit dem eben erwähnten Bittersalz zu Kainit vereinigte. Da der dritte Bestandteil des Hauptfalzes, das



Steinsalz, von diesen Umfahrungen unberührt blieb, so besteht die Gutzone in der Regel aus einem innigen Gemenge von Raitit mit etwa 30 Prozent Steinsalz.

Weit wichtiger für die Kaliproduktion ist das

bescheidende Hartfalz, eine Mischung von Steinsalz, Kieserit und Sphalerit (reinem Chlorkalium). Im Staßfurter Bezirk findet man das Hartfalz zwischen Hauptfalz und Salzton, wo es aber keinen durchgehenden Horizont bildet, sondern flache, von einander getrennte Becken ausfüllt, deren Boden in das älteste Salzlager eingesenkt ist. Offenbar war das Hartfalz vorher zum Teil aufgelöst und abgetragen worden; dabei hatten sich neue Laugen gebildet, die sich in den Vertiefungen sammelten und allmählich verdampften. Ihr Rückstand ist das meist vorzüglich geschichtete Hartfalz.

Auch das Hauptfalz zeigt in der Staßfurter Gegend stets bantige Schichtung. Sobald wir uns aber anderen Kalirevieren zuwenden, finden wir diesen wertvollen Horizont konglomeratisch ausgebildet: Knollen von Kieserit und Steinsalz, oft auch Klumpen von Salzton sind in einer feinkristallinischen, aus Karnallit und Steinsalz bestehenden Grundmasse eingebettet. Vermittelte Abbaufächen dieses Hauptfalz-konglomerates spiegeln dem Auge das Bild einer grobkörnigen Sand- und Geröllablagerung vor. Offenbar kommen für die Entstehung dieser Massen in erster Linie mechanische Vorgänge in Frage, nur die feine Grundmasse hat sich auf chemischem Wege aus Lösungen abgeschieden. Überdies glaubt, daß stellenweise gewaltige Flutwellen in die Kalilager einbrachen, einen Teil der Salze auflösten, daneben aber viele Kieserit-, Steinsalz- und Tonbrocken als Gerölle mit sich fortzuschwemmten.

Viele Kalilager bestehen ganz oder zum größten Teil aus bescheidenden Bildungen (vgl. Abb. 293), so wechseln z. B. im ganzen Südharzgebiet Konglomerate und geschichtete Hartfalze regellos miteinander ab. Aberhaupt liefern diese beiden Ablagerungen den bei weitem größten Teil der deutschen Kaliproduktion. In Hessen birgt die ältere Salzstufe zwei, durch 50 m Steinsalz von einander getrennte Kalihorizonte, und am Nordrand des Harzes findet sich stellenweise, z. B. in der Grube Herzynia, über dem Hauptanhydrit ein zweites bescheidendes Kalilager, das wohl von einem verschwundenen Hauptfalzlager der mittleren Stufe abstammt.

Mitten aus den fruchtbaren Gefilden der „Gülden Au“ taucht zwischen Kellbra und Frankenhäuser das dicht bewaldete Kyffhäusergebirge auf. Wie ein kleiner Traubant liegt der sagenumwobene Berg zu Füßen des massigen, hoch aufstrebenden Harzes, dessen Südrand nur 5 km vom jähem Abbruch der Sittendorfer Köpfe entfernt ist. Herzynische Berwerfungen trennen den Kyffhäuser von den ebenen, in tiefer Lage verbliebenen Niederungen der goldenen Au und erzeugen den steilen Nordabhang des Gebirges, an dem der Granit zum Vorschein kommt. Es gleicht dieser Granit, wo er massig entwickelt ist, vollkommen dem vom Ramberg; aber vielerwärts, namentlich in der Nähe der Rotenburg, hat das Gestein durch überaus heftigen Gebirgsdruck ein schiefes, gneisartiges Aussehen angenommen, das

ältere Beobachter zu der Meinung veranlaßte, hier träte ein Stück der uralten „archaischen“ Gneisformation zutage. Indessen sind im Kyffhäuser nicht einmal devonische und karbonische Sedimente, viel weniger Gesteine aus den ältesten Tagen unseres Planeten zu sehen. Auf den Granit legt sich diskordant das Rotliegende, dessen Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone die Hauptmasse des Gebirges zusammensetzen. Prachtvoll sind diese Schichten

in der Nähe des Kaiserdenkmals aufgeschlossen, das zur Hauptsache aus ihrem Material erbaut ist; hier sowie am Obelisk bei der nahen Straßenkreuzung sind auch vertiefelte Koniferenstämmen aufgestellt, Überreste der durch gewaltige Schlammströme zerstörten Urwälder jener Periode. Am Südbhang des Kyffhäusers wird das Rotliegende von gipsführendem Zechstein verhüllt, in dem die interessante Barockhöhle steht (vgl. Bd. I S. 254).

Drittes Kapitel. Thüringer und Frankenwald.

Vom Quellgebiet der Werra und Schwarzza dehnt sich gegen Morgen ein weites welliges Schieferplateau aus, südöstlich durch den

rand des Gebirges beschränkt, in Thüringen kommt die Kulmformation an Verbreitung der kambrischen gleich, und auch das Silur spielt

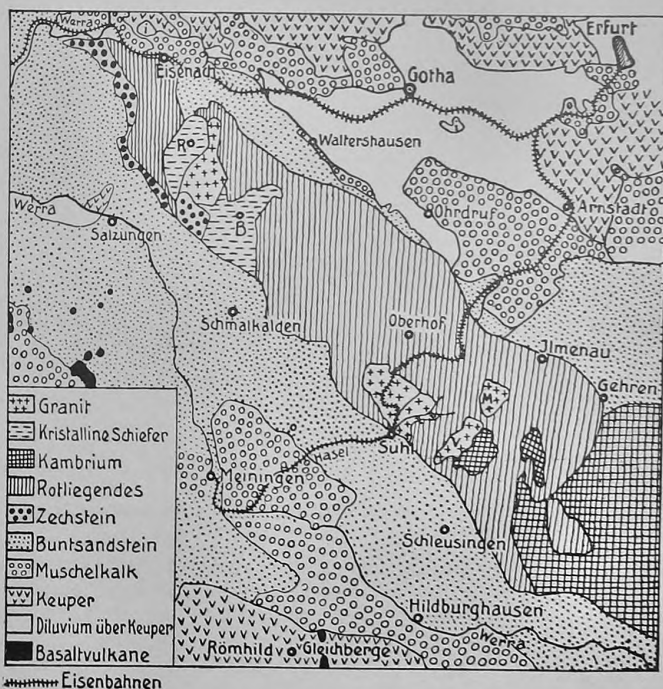


Abb. 295. Geologische Skizze des Thüringer Waldes und seiner Umgebung.

B. Brotterode
i. Eiasinsel bei Eisenach
M. Meyersgrund
R. Ruhla
V. Deffer.

haupt garnicht vorhanden; am Rhein haben sich vom Kambrium nur spärliche Reste erhalten, im östlichen Thüringen breitet sich gerade diese Formation über weite Flächen aus; am Rhein sind Kulm und Silur auf den Nord- und Ost-

hier eine recht bedeutende Rolle. Endlich beteiligen sich kristallinische Glanzschiefer oder Phyllite vermutlich algonktischen Alters in hervorragendem Maße am Aufbau der Thüringer und Vogtländer Schieferlandschaft.

Aus diesem Plateau wächst gegen Nordwesten der hauptsächlich aus rotliegenden Schicht- und Eruptivgesteinen geformte Thüringer Wald hervor (vgl. die Kartenskizze Abb. 295). Dieses schmale, keilförmige Gebirge scheint zwischen zwei herzynisch streichenden Bruchspalten emporgestiegen zu sein, die sich in nordwestlicher Richtung immer mehr einander nähern und bei Hirschel (westlich Eisenach) zusammenstoßen. Die südliche ist die uns bekannte Regensburger Linie, die nördliche

nische Formation, an der Erdoberfläche sichtbar wird. Es geschah dies am leichtesten dort, wo Schollen des Grundgebirges eine starke Hebung erlitten; dadurch gelangte das Rotliegende in ein so hohes Niveau, daß es den verstärkten Angriffen der Erosion und Abtragung in verhältnismäßig kurzer Zeit unterlag. Die breiteste Lücke öffnet sich zwischen Tal, Ruhla, Liebenstein und Brotterode; hier taucht eine bedeutende Scholle jener kristallinischen Kernzone auf, die wir seit dem Vorjessart bei



Abb. 296. Friedrichroda. Die Berge bestehen aus Sedimenten und Eruptivgesteinen des Rotliegenden.

scheidet den wallartigen Gebirgsrücken vom tiefen Thüringer Triasbecken; sie möge hier als Gehrener Linie (nach Amt Gehren, wo das Schieferplateau endigt) bezeichnet werden. Selbstverständlich handelt es sich bei diesen wie allen ähnlichen Störungen nicht um einheitliche, geradlinig fortlaufende Bruchspalten, sondern um ganze Systeme kleinerer und größerer Verwerfungen, die oft aneinander abstoßen oder sich in parallele Züge zersplittern und nur in ihrer Gesamtheit den Eindruck einer großen durchgehenden Störungslinie hervorrufen.

Die rotliegende Decke des Thüringer Waldes ist an mehreren Stellen vollständig fortgewaschen, so daß ihre Unterlage, die kristalli-

nische Schichten aus den Augen verloren hatten. Kleinere „Aufbrüche“ zeigen sich zwischen Bella und Suhl, bei Beisser, Meyersgrund, Ilmenau, Neustadt am Rennsteig usw. Bevor wir uns diesen interessanten Aufschlüssen zuwenden, wollen wir jedoch die Schichtenfolge und Zusammenfassung des Rotliegenden etwas genauer betrachten.

Auf der geologischen Karte des Thüringer Waldes zeigt das Rotliegende ein buntes Gemisch von Sedimenten und vulkanischen Gesteinen (hauptsächlich Quarzporphyren und Porphyriten), doch gewinnen letztere umso mehr die Oberhand, je näher man der Grenze des im Südosten liegenden Schieferplateaus kommt. In der Eisenacher Gegend, wo die anmutigen Schluchten des Anna

flutet worden waren. Da sich die eigentliche Kiffmasse fast überall in Dolomit verwandelt hat, wobei die Versteinerungen vollständig verschwanden, muß sich der Sammler hauptsächlich an die sogenannte Vorriffzone halten; hier, am Rand der Tafelberge wird er neben massenhaften Rhynchonellen, die zierlichen Trichtern oder Bechern gleichen, ganze Kolonien der bekannten Zechsteinschnecken (vgl. S. 335) sowie viele Seelilienstängelglieder und Seeigelstacheln erbeuten. Spärlicher sind die Risse am Saum des eigentlichen Thüringer Waldes vertreten; unter anderem gehören die schönen Altensteiner Felsen (Abb. 300), an deren Fuß sich die romantische, vor einem

kommen, verläuft das schmale Erbtromtal bis zum oberen Ende der langgestreckten Stadt Ruhla im Glimmerschiefer, dann zeigen sich hoch oben die schroffen Felsgehänge des Granits, der auf dem Gerberstein und Glöckner riesenhafte Klippen, Mauern und Blockmassen bildet. Jüngere Eruptivgänge durchsetzen in großer Zahl den älteren Granit wie auch den Glimmerschiefer. Höchst eigenartige Gebilde sind die sogenannten gemischten Gänge des Trusentals zwischen Herges und Brotterode: Spalten, die in parallelen Lagen zwei oder drei verschiedene Eruptivgesteine enthalten (schöne Aufschlüsse in den Steinbrüchen des Trusentals). Bei den dreiteiligen Gängen hält ein heller, por-



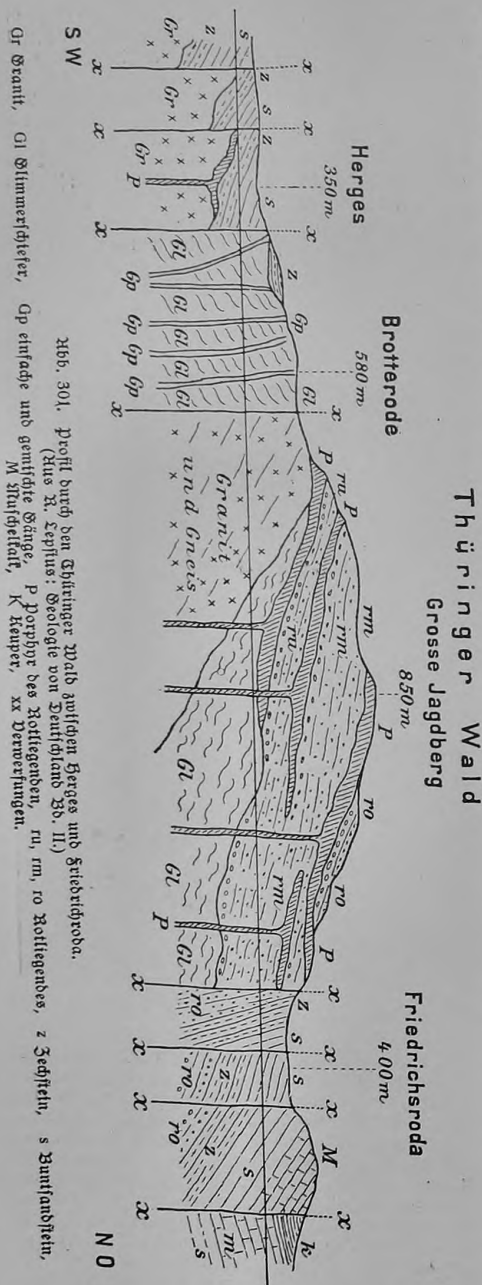
Abb. 300. Altensteiner Felsen. Zechsteindolomit.

schwarzen Seespiegel endigende Gluckbrunnen Höhle öffnet, dieser Zechsteinfazies an.

Bei Altenstein befinden wir uns an der Südkante des Ruhlaer Granit- und Glimmerschiefermassivs, das, wie die Rhynchonellen andeuten, wahrscheinlich nur mit seinen Rändern in das Zechsteinmeer tauchte. Glimmerschiefer ist das herrschende Gestein, er baut die breit gewölbten, dicht bewaldeten Kuppen des Ringbergs und Breitenbergs auf und dehnt sich auch südlich von Brotterode über weite Bergflächen aus. Nach unten geht der stahlgraue, im verwitterten Zustand rostfarbene oder messinggelbe Schiefer in Gneis über, der seinerseits durch eine Reihe Zwischenglieder mit dem benachbarten Granit verbunden ist, — also die normale Felsartenfolge eines granitischen Kontaktzuges. Vom idyllischen Kurort Tal, in dessen Nähe äußerst merkwürdige Porphyre mit „geschwänzten“, d. h. langausgezogenen Quarzen vor-

phyrisch ausgebildeter Granit die Mitte, dann folgt rechts und links je eine Zone von dunklerem Schenitporphyr und schließlich an beiden Rändern ein schwarzes basisches Gestein, das gewöhnlich als Melaphyr bezeichnet wird. Es tritt jedoch jede dieser Felsarten auch für sich allein in Gängen auf. Ein seltenes Naturdenkmal ist ferner der als gewaltige Mauer aufragende, aus den weichen Schiefern herausgewitterte Flußpatgang am Floßberg bei Liebenstein. Viele andere Spalten dieser Gegend sind mit Schwerspat ausgefüllt.

Von den übrigen Granitinseln unseres Gebirges seien hier nur die interessantesten erwähnt. Berühmt in geologischen Kreisen ist der Ehrenberg bei Ilmenau, dessen höchst mannigfaltiger Bau schon das Erstaunen Goethes erregte. Es kommen hier, vom übrigen Schiefergebirge getrennt, kambrische, variszisch streichende Schiefer zum Vorschein, die zwischen Dorf Langewiesen



und dem Ehrenberg noch ihr gewöhnliches Aussehen zeigen, am Berge selbst aber in dunklen Hornfels verwandelt sind. In feinsten, oft kaum millimeterbreiten Schnüren durchdringt das Granitmagma die ganze von ihm metamorphosierte Schiefermasse. Ferner findet man dort „Grün-

stein“ (besser: Amphibolit) oft in seltsamer Verquickung mit dem Granit; es handelt sich dabei wohl um Diabas, der ursprünglich in den Schiefer lag, dann aber vom Granit durchbrochen und zum Teil in kleine Bruchstücke zersprengt wurde. Endlich durchzieht den Ehrenberg ein mächtiger Porphyrgang, der erst hervorbrach, als die Granitintrusion mit all ihren Folgeerscheinungen zum Abschluß gelangt war.

Auch im Nahegrund und Bessertal bei Schmiedefeld haben die lambrischen Schiefer mancherlei Veränderungen erlitten und sind teils zu Knotenschiefern, teils zu Hornfelsen und gneisartigen Schiefer geworden. Dieser Kontakthof erweckt besonderes Interesse, weil er ein bedeutendes Eisensteinlager umschließt. Wie am Spitzberg bei Altenau (vgl. S. 322), wurde hier durch Einwirkung des Granits ein altes Roteisensteinlager in Magnetisen übergeführt, das am „Schwarzen Krug“ seit alter Zeit Gegenstand eines lohnenden Bergbaues ist. Granat, Kalkspat, Flußspat und andere Mineralien findet man bisweilen in schöner Ausbildung auf den Halben des Bergwerks. Wahrscheinlich ist auch der Schwefelfies des benachbarten „Gelben Kreuzes“ aus Roteisen entstanden, und zwar durch Einwirkung aufsteigender Schwefeldämpfe. Nur am „Roten Krug“ hat sich der ursprüngliche Roteisenstein noch unverändert erhalten.

Die herzynischen Krustenbewegungen, denen der Thüringer Wald seine Entstehung und Gestalt verdankt, griffen an manchen Stellen auf das Vorland über und erzeugten auch hier Aufbrüche älterer Gesteine, die sich inmitten der ruhig gelagerten Triasstufen recht ver wunderlich ausnehmen. Wie der Harz im Kyffhäuser einen Vorposten besitzt, so erhebt sich in geringer Entfernung vom Südrand des Gebirges bei Schleusingen der „Kleine Thüringer Wald“, in dem nochmals Granit, metamorphe Schiefer und Porphyre des Rotliegenden zutage treten (Profil Abb. 302). Auf diesen paläozoischen Gesteinen ruht eine zum Teil fortgewaschene Zechsteindecke. Interessant ist es zu sehen, wie der Granit im Südwesten mit einer mächtigen Verwerfung scharf am Buntsandstein abschneidet, während im Nordosten die Zechsteinschichten ganz allmählich unter die Buntsandsteindecke versinken, die den Kleinen vom Großen Thüringer Wald trennt. Andere Zechsteinschollen, zum Teil vom Rotliegenden begleitet, begegnen uns im Hessischen Bergland bei Sontra und Renterhausen, also in einer Gegend, wo bei nordwestlichem Streichen die Fortsetzung des Thüringer Hauptkammes zu erwarten wäre. Am auffälligsten ist jedoch die große, etwas nördlicher gelegene Devon- und Zechsteininsel bei Sooden und Allendorf an der Werra, ein langgestreckter Ausbruch alter Grauwaden, Schiefer und Diabase mit diskordant aufgelagerter Zechstein. Obwohl sich in diesen Schichten bislang keine beweisenden Versteinerungen gefunden haben, kann doch ihr devonisches Alter als wahrscheinlich gelten, weil sie im übrigen mit den Gesteinen des rheinischen Devons vollständig übereinstimmen. Höchstens gehört, was für die Beurteilung der tektonischen Verhältnisse wenig ausmacht, ein Teil der Grauwaden der Ruformation an. Alle diese paläozoischen Schichten streichen nordöstlich, also im Sinn der karbonischen

Gebirgsfaltung, aber die Verwerfungen, die den Ausbruch der interessanten Scholle bedingen, folgen der herzynischen Nordwestrichtung. Das sind genau die Verhältnisse, wie sie im Harz und im Thüringer Schieferplateau wiederkehren.

Zweierlei lehrt uns die Allendorfer Devoninsel: erstens, daß die paläozoischen Sedimente des rheinischen Schiefergebirges tatsächlich unter der heftigen Trias hindurch auf den Harz zufließen, und zweitens, daß sich die Regensburger Störungslinie durch das heftige Bergland in der Richtung auf den Teutoburger Wald fortsetzt, wenn auch ihre Wirkungen nur stellenweise an der Erdoberfläche sichtbar werden. So vermittelt die Allendorfer Scholle einerseits zwischen Kellerwald und Harz, andererseits zwischen Thüringer Wald und Egge.

Schon auf der Höhe des Immtals treten im Thüringer Kottliegenden mehrere Schieferinseln auf, und ein paar Kilometer südöstlich beginnt dann das weite, bis zum Fichtelgebirge reichende Schieferplateau. Anfänglich noch verhältnismäßig schmal und auf der Höhe kammförmig, verbreitert es sich gegen Südosten immer mehr und wird schließlich zur weitausgedehnten einförmigen Hochebene, auf der sich wohl zahlreiche flache Kuppeln und Rücken, aber keine beherrschenden Gipfel erheben. Den einzigen Schmuck der Landschaft bilden die großen Wäldungen, zumal auf bayrischer Seite, wo die Edelkanne in herrlichen Beständen gepflegt wird. Aber in den flachen Mulden des Plateaus entspringen gar viele wasserreiche Bäche und Flüßchen, die das Schiefergebirge zerschneiden und ausnagen, — hier, in den vielgewundenen Tälern der Schwarza, Sornitz, Rodach, Saale usw. offenbart sich erst die Fülle landschaftlicher Schönheit, die das östliche Thüringen birgt.

Am Aufbau des Thüringer Schieferplateaus beteiligen sich alle Formationen vom Kambrium bis zum Kulm, nur das Unterdevon scheint zu fehlen; wahrscheinlich gehörte Thüringen samt den benachbarten Teilen Frankreichs und des Vogtlandes zu einem altdevonischen Festland, das sich von Rußland bis in diese Gegenden erstreckte. Die einzelnen Formationen sind im allgemeinen so angeordnet, daß der Kulm die breite Mitte einnimmt und dann nach Nordwesten wie nach Südosten immer ältere Schichtstufen folgen, aber diese Regel erleidet im einzelnen viele Ausnahmen.

1. Kambrische Schichten finden sich hauptsächlich in drei voneinander getrennten Bezirken: zunächst im Thüringer Wald von der rotliegenden Grenze ostwärts bis etwa zur Linie Saalfeld-Gräfensteinach, dann im nördlichen Frankenwald zwischen Lobenstein und Hirschberg, endlich zu unterhalb Greiz. Die Form

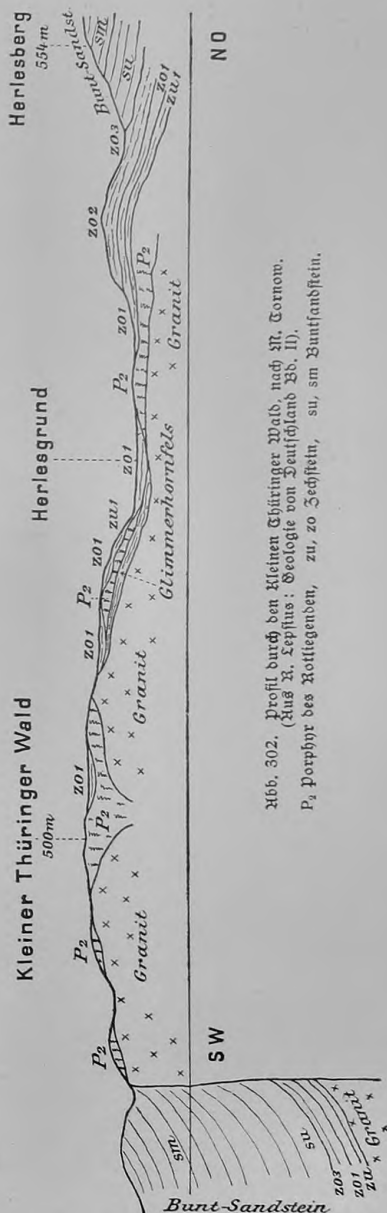


Abb. 302. Profil durch den Kleinen Thüringer Wald nach M. Tornow.
(Aus A. Lepsius: Geologie von Deutschland Bd. II).
P₂ Porphy des Kottliegenden, zu, zu Zechstein, su, sm Buntlandstein.

grünlich- oder bläulichgrauen Phylliten, deren unterste Horizonte vielleicht noch algonkisch sind. Nach oben hin gehen die Phyllite ganz allmählich in gewöhnliche Tonchiefer über, verlieren ihren Glanz, ihr kristallinisches Gefüge und zeigen schließlich nur noch unter dem Mikroskop schwache Spuren vulkanischer Beeinflussung. Die fast durchweg graugrünen Tonchiefer, die in rie-

figer Mächtigkeit die Mitte der Formation einnehmen, sind vielerorts durch Steinbrüche aufgeschlossen und werden neben den schwarzen Kalkschiefern zum Decken der Häuser verwendet. Umsonst sucht man in diesen Schichten nach Versteinerungen, auch die etwas jüngeren, oberkambrischen Phylloidschiefer enthalten außer algenartigen, verzweigten Gebilden (Phylloids genannt) keine bestimmbar organischen Reste. Zum Studium der ganzen Schichtenfolge eignet sich aufs beste das klippenreiche Schwarzatal; von Blankenburg aus durchwandert man zunächst das Oberkambrium, dessen Schiefer und Quarzite zu

b) Untere Tonsschiefer mit großen, aber verzerrten Trilobiten (*Asaphus* u. a.), im Steintal und bei Spechtsbrunn als Griffschiefer, sonst vielfach als Dachschiefer entwickelt.

c) Obere Thüringitzone mit vielen Magneteisenkriställchen.

d) Oberer Quarzit, oft plattig ausgebildet.

e) Obere Tonsschiefer, rauhe, etwas kalfige Gesteine, auch Lederschiefer genannt, weil sie beim Verwittern eine leberbraune Färbung annehmen. In diesem Horizont kommt öfters Echino-



Abb. 303. Der „Bär“ bei Abterode, ein etwa 3 m hoher Block von Fossilien-dolomit unweit Allendorf. (Phot. Urff, Hanau.)

beiden Seiten die kühnsten und steilsten Felswände bilden, gelangt bei der Dörfelber Schmelze ins Unterkambrium und erreicht schließlich am „Zirkel“ die kristallinischen Phyllite im Kern des sattelförmig aufgewölbten Gebirges.

2. Das Untersilur umsäumt als schmales Band die kambrischen Bezirke, nur zwischen Schleiz und Gefell breitet es sich über einen ansehnlichen Teil des Hochplateaus aus. Man unterscheidet von unten nach oben:

a) Untere Quarzitschiefer. Schon hier erscheint stellenweise der dem Thüringer Untersilur eigentümliche Thüringit, ein olivengrünes, blättriges Eisensilikat, das schichtweise mit dem gewöhnlichen Silurschiefer abwechselt und früher an zahlreichen Orten abgebaut und verhüttet wurde. Nicht selten zeigt das Mineral oolithisches Gefüge.

sphaerites vor, ein kugelförmiger, zur Längsachse ausgeformter Klasse der Beutelschalen (*Hyrtidea*) gehörender Stachelhäuter.

3. Das Obersilur ist in Thüringen schwach entwickelt und bedeckt nur sehr schmale Landstreifen, zeichnet sich aber vor dem Untersilur durch größeren Fossilreichtum aus. Namentlich sind es die Graptolithen, die hier in allen möglichen bald geraden, bald gebogenen, blatt-, pfeil-, spiral- und schraubenförmigen Gestalten erscheinen.

a) Untere Graptolithenschiefer, kohl-schwarze, von weißen Quarzadern durchzogene Kiesel- und Alaunschiefer, zur Straßenschotterung vortrefflich geeignet. In den Steinbrüchen bei Weida, Gera, Schleiz, Lobenstein usw. mancherlei Arten von *Monograptus* (Abb. 281), *Retiolites* und *Rastrites* (Abb. 306).

b) Oberkalk, ein im frischen Zustand blau-

grauer, im verwitterten ockergelber Kalkstein, der den stolzen Namen „Thüringer Marmor“ führt und bei Saalfeld, Saalburg und Tonna in großen Steinbrüchen gewonnen wird. Nach den zahlreichen Seelienstielgliedern zu schließen, ist das Gestein ein Krinoidenkalk; außerdem findet sich gelegentlich *Cardiola interrupta*, eine alttertiäre Herzmuschel.

d) Obere Graptolithenschiefer, Ton- und Maunischiefer, die fast ausschließlich *Monograptus*-Arten führen.

4. Mittel- und Oberdevon bestehen hauptsächlich aus Tentakuliten- und Nereitenschiefen,*) Diabasen und Schalfsteinen, Goniatiten-

5. Im Gegensatz zum Silur und Devon dehnt sich die Kulmformation über ein weites, in sich geschlossenes Gebiet aus, das von Sonneberg am Südostrand des Thüringer Waldes bis Weida reicht und die Gestalt eines nach Nordosten spitz zulaufenden Dreiecks hat. Nur zwischen Lobenstein und Gräfenal durchschneidet ein Streifen älterer Gesteine das einheitliche, fast nur aus Tonschiefen und Grauwacken zusammengesetzte Kulmplateau. Man pflegt diese mächtige Schichtenfolge in zwei Stufen zu gliedern; in der unteren, die verhältnismäßig wenig Grauwacken enthält, liegen bei Lehesten die großartigsten Schieferbrüche Europas, deren Erzeugnisse, Dachplatten und



Abb. 304. Das Schwarzatal bei Schwarzburg. Oberkambrische Tonschiefer und Quarzite.

und Korallenkalten, Rhymenienkalten und Zypriidenschiefen. Diese Gesteine haben eine ähnliche Verbreitung wie die silurischen, treten aber im Gesamtbild noch stärker zurück. Berühmte Fundstätten liegen bei Planschwitz südlich von Plauen (mitteldevonische Korallen und Brachiopoden), bei Glöbelsreuth und Schöbelhammer im Frankenwald (Tentakuliten, Zypriiden, Geradhörner, Goniatiten und Rhymenien des Oberdevons) und bei Saalfeld (ähnliche Fauna).

*) Nereiten sind wurmförmige, auf den Schichtflächen liegende Wülste, die als Kriechspuren von Würmern, Schnecken und Krebsen gedeutet werden (vgl. Bd. I. S. 72).

Schiefertafeln, in aller Welt berühmt sind. Nur ein kleiner Teil des geförderten Materials ist technisch brauchbar, daher häufen sich an den Berglehnen jene ungeheuren Halben an, die dem Landschaftsbild einen fremden unschönen Zug aufprägen. Andere Schieferarten, die zu diesem Zweck zwei einander schneidende Spaltflächen besitzen müssen, werden zu Grifflern verarbeitet, noch andere liefern die Weßschiefer, aus denen man die Weßsteine herstellt. In gewissen Horizonten der Lehester Brüche zeigen sich große Schwefelkieser, von den Arbeitern scherzhaft „Kiesälber“ oder „Säue“ genannt, die viele hübsch ausgebildete Würfel dieses Minerals bergen.

Die obere Kulmstufe besteht vorwiegend aus Grauwacken.

Sechster Abschnitt Die sudetischen Gebirge.

Erstes Kapitel. Fichtel- und Erzgebirge.

Auf der Grenze zwischen herzynischem und sudetischem Gebirgssystem, beiden angehörend, doch mehr zu den Sudeten neigend, liegt das aus Granit, Gneis und paläozoischen Schie-

ferne zwei scharf hervortretende Bergfläme, von denen bezeichnenderweise der eine (Köfseine-Platte-Schneeberg-Döhsenkopf) in herzynischer, der andere (Reuth-Waldstein-Kornberg) in va-

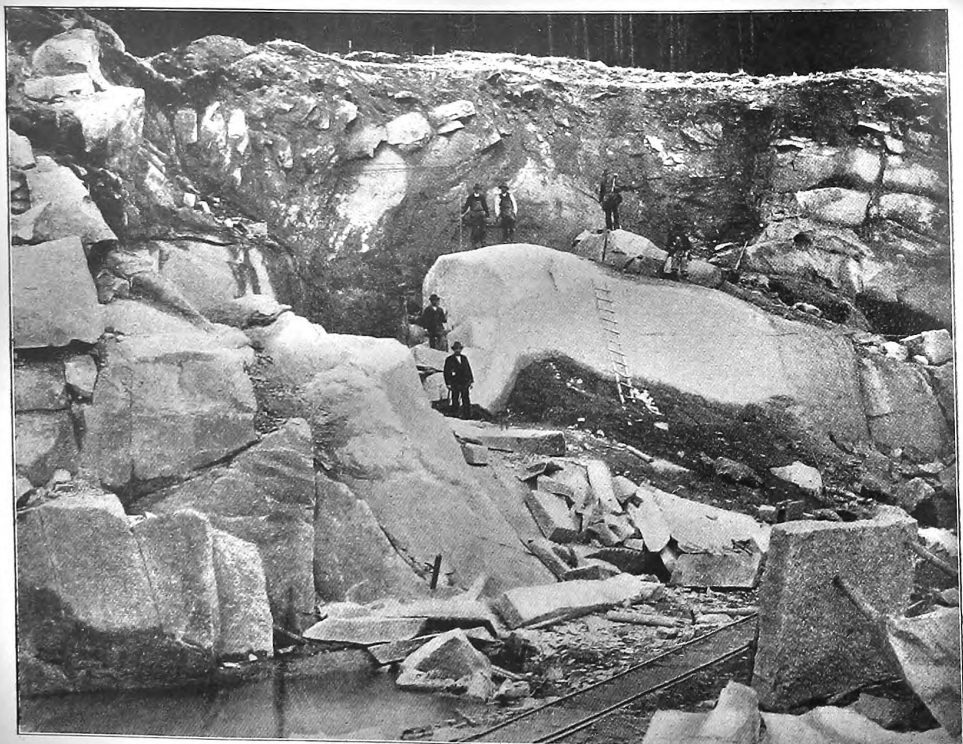


Abb. 305. Granit (Luisenburg bei Wunsiedel). Dr. Alb. Schmidt, Wunsiedel.

fern aufgebaute Fichtelgebirge. Nur im Südwesten, wo die Regensburger Linie durchläuft, scheidet ein Steilhang die alten Massive von der vorgelagerten fränkischen Trias, auf den anderen Seiten vermitteln Hochebenen den Übergang zu den benachbarten Erhebungen des Frankenwaldes, Erzgebirges und Böhmer Waldes. Im Innern entwickelt das Fichtelgebirge

riftischer Richtung verläuft; unweit Gefrees stoßen sie im rechten Winkel auf einander. Der geologische Aufbau unseres Gebirges läßt sich kurz wie folgt beschreiben: Die Mitte nimmt ein welliges, mit Torfmooren und kleinen Seen bedecktes Plateau ein, das Wunsiedeler Gneisgebiet; daran grenzen im Westen, Norden und Osten granitische Bergzüge,

die ihrerseits von einem breiten Phyllitgürtel umschlossen werden. Auf der Südseite des Gneisplateaus steht die granitische Umwallung, hier treten die Phyllite unmittelbar an den Gneis heran. Jenseits der variszisch streichenden Waldsteinfalte dehnt sich bis zum Frankenwald ein zweites größeres Gneisgebiet, die Münchberger Platte, aus, deren höchst merkwürdige Lagerungsverhältnisse ein viel umstrittenes Problem bilden.

1. Die Münchberger Gneisplatte, ein weisses, fruchtbares, von zahlreichen Bächen und kleinen Flüssen durchströmtes Hochland (Münchberg 540 m über dem Meer), erstreckt sich von Bernsdorf und Ruppertsberg in nordöstlicher Richtung etwa 35 km weit bis in die Nähe von Hof. Das herrschende Gestein ist ein grauer, ungemein granatreicher Biotitgneis, hier und da als Augengneis, d. h. mit großen weissen Feldspäten, entwickelt. Helle feinkörnige Abarten („Weißsteingneis“) und dunkelgrüne Hornblendegneise kommen an zahlreichen Stellen als Einlagerungen im Hauptgestein vor. Durch eine Reihe Zwischenglieder ist mit dem Hornblendegneis der schöne Elfogit verbunden, eine wegen ihrer Farbenpracht berühmte, am Weissenstein bei Stammbach, auf der Falser Höhe bei Marktshorgast, auch bei Münchberg und vielen anderen Stellen des Gebietes anstehende Felsart. Roter Granat und grasgrüner Omphazit (eine Augitart) setzen, ein grobkörniges Gemenge bildend, den Elfogit im wesentlichen zusammen; ihnen gesellen sich aber oft andere Mineralien zu, wie dunkelgrüne Hornblende, hellgrüner Strahlstein, blauer Zhanit, grauer Quarz, schwarzes Eisenerz und verschiedenfarbige Glimmer. Unterwärts durchsetzen den Gneis Züge dunkelgrüner Chloritschiefer, mit denen noch mancherlei andere kristallinische Gesteine, z. B. Olivinfels, Serpentin und Gabbro, eng verbunden sind.

Der Münchberger Gneis bildet meines Erachtens ein Seitenstück zum kristallinischen Odenwald; wie an der Bergstraße, so ist auch hier granitisches Magma in ein sedimentäres Schiefergebirge gedrungen, hat die Schichtgesteine zersprengt und so stark verändert, daß ihre ursprüngliche Natur kaum noch zu erkennen ist. Aus der Einschmelzung bedeutender Mengen von Schieferstoff dürfte sich auch der regelmässige, für ein Gneisgestein ganz ungewöhnliche Granatgehalt des Hauptgesteins erklären. Rings um die Gneisplatte finden sich alle Schichtstufen des Thüringer Schiefergebirges vom Phyllit bis zum Kulm, und es ist wahrscheinlich, daß die oben erwähnten, hauptsächlich an den Rändern des Massivs vorkommenden Chloritschiefer kontaktmetamorph veränderte Glieder dieser Schichtenfolge sind. Eigentümlicherweise fallen nun die kristallinisch gewordenen Grenzschichten längs des ganzen Süd- und Ost-randes unter den Gneis ein, sodaß man zunächst den Eindruck hat, es wären hier überall gewaltige Überschiebungen erfolgt: in Wirklichkeit dürfte es sich aber wohl um ein Überquellen des noch schmelzfähigen Gneisskollodiums handeln. Nur am Nordwestrand der Münchberger Platte, wo die Kontaktzone auf weite Erstreckung

fehlt und die unveränderten Silurschiefer unter den Gneis einschließen, scheint dieser durch herzynische Bodenbewegungen soweit über den Kontakthof hinausgeschoben worden zu sein, daß sein Rand jetzt auf nichtmetamorphisiertem Silur liegt. Ähnliche Verhältnisse haben wir ja am nördlichen Harzrand kennen gelernt (S. 330).

2. Granit bildet im Innern des Gebirges ein großes, gegen Nordost gestrecktes Massiv, das von der Rössene und dem Ochsenkopf über Weissenstadt bis zum Kapellenberg reicht. Mit ihm hängen wohl die kleinen Granitstöcke der Reuth bei Gefrees, des Waldsteins und Kornbergs unterirdisch zusammen. Alle diese Vorkommen zeigen einen schwarz-weiß gesprenkelten Zweiglimmergranit, der sehr häufig durch Ausscheidung großer Feldspatkrystalle ein porphyrisches Aussehen gewinnt (Ochsenkopf). In ungemein hohem Grade neigen die Fichtelgebirgsgranite zu wollsackförmiger Verwitterung, was besonders am Rußhardt,

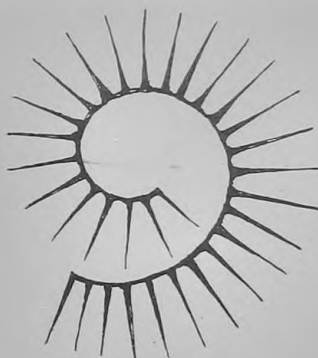


Abb. 306. Rastrites Linnei.

an der Kleinen Rössene, am Ochsenkopf und vielen anderen Bergen prächtig zu sehen ist, oder bilden wie an der Platte ungeheure Trümmerfelder. Ob aber das großartige Felslabyrinth der Luisenburg mit seinen überhausgroßen, sichtbar wild durcheinander geworfenen Blöcken nur durch „säkulare“ Verwitterung entstanden ist, scheint mir fraglich; es werden hier wohl tektonische Krustenbewegungen mitgewirkt haben.*) An vielen Stellen des Granitgebirgs finden sich eiszeitliche Schotter, die im Mittelalter eifrig auf Zinnstein ausgebeutet wurden; es stammte dieser Zinnstein aus sogenanntem Zwitter (verändertem Granit), der südlich von Weissenstadt auch anstehend vorkommt.**)

Der Zinnbergbau verdankt Orte wie Wunsiedel und Weissenstadt ihr Emporblühen, aber in den Stürmen des Dreißigjährigen Krieges gingen fast sämtliche Wälder, Gruben und Schmelzhütten zugrunde. Wie ausgebeutet einstmal der Bergbau war, bezeugen die alten Haldden, denen man an vielen Punkten des Gebir-

*) Näheres über die Luisenburg siehe Bd. I. S. 147 ff.

**) Bau und Bildung der Zinnerzlagerrstätten wurden in Bd. I. S. 138 ff. ausführlich geschildert.

ges, z. B. am Seitig bei Weissenstadt, am Fichtelsee, an der hohen Farnleite, im Zettelmoss bei Wunsiedel usw. begegnet.

3. Der Gneis bei Wunsiedel (die Stadt selbst steht zum Teil schon auf Phyllit) gleicht dem weiter unten besprochenen „grauen Biotitgneis“ des Erzgebirges; vom Münchberger Gneis unterscheidet er sich wesentlich dadurch, daß er nur ausnahmsweise Granat, dafür aber zweierlei Klimmer, einen braunen und einen weißen, enthält. Wahrscheinlich ist der Wunsiedler Gneis als Rest einer Decke aufzufassen, die sich früher über das

Granitgrenze jenes merkwürdige Specksteinlager, das ich bereits bei früherer Gelegenheit schilderte (Bd. I. S. 137 f). Unter den technisch wertlosen Bestandteilen des Kalks verdient der Serpentin darum besondere Aufmerksamkeit, weil er nicht allzu selten Flecken und Nester von scheinbar zellenartigem Bau bildet, die man früher für versteinerte Foraminiferen (*Eozoon bavaricum*) hielt. Da der Urkalk höchst selten Fossilien führt, wären diese Gebilde in der Tat sehr bedeutsam, wenn ihr organischer Ursprung bewiesen werden könnte; es handelt sich jedoch aller Wahrscheinlich-



Abb. 307. Blick vom Keilberg auf Oberwiesental und Fichtelgebirge. (Phot. Dr. A. Heintze.)

gesamte Granitmassiv ausdehnte, aber von den höher aufgestiegenen Schollen vollständig weggespülen ist.

4. Die Phyllite werden das obere Stodwert dieser Decke gebildet haben. Sie interessieren besonders durch die ihnen eingelagerten körnigen Kalk- und Dolomite, die sich auf zwei lange, doch öfters unterbrochene Züge verteilen. Am wichtigsten ist der nördliche, am Fuße der Kößene beginnende und über Wunsiedel, Göpfersgrün, Thiersheim bis nach Hohenberg an der Eger verlaufende Zug. Zu künstlerischen Zwecken ist der grobkörnige, graue Marmor nicht zu gebrauchen, doch baut man ihn vielerwärts ab, um ihn zu brennen oder Bau- und Pflastersteine daraus herzustellen. Auch andere nützliche Mineralien finden sich in diesen Kalkzügen: Spateisen, Brauneisen, Manganerz und bei Göpfersgrün dicht an der

Zeit nach im Naturspiele nach Art der Dendriten, die nur zufällig Formen der organischen Welt nachahmen.

Die Formationen des Fichtelgebirges setzen sich ostwärts ohne wesentliche Veränderung ins Erzgebirge fort, nur sind in diesem breitgelagerten Bergland die einzelnen Glieder viel großartiger entwickelt als in dem kleinen Fichtelgebirge, wo sich eine Menge verschiedenartiger Gesteine auf engem Raum zusammendrängt. Während sich im Fichtelgebirge die noch herzynische Linien bemerklich machen, wird der Bau des Erzgebirges vollständig von nordöstlichem Streichen beherrscht. Am Kapellenberg sehen wir den Fichtelberger Granit unter

der Schieferdecke verschwinden, wir brauchen jedoch nur der variszischen Streichrichtung nachzugehen, um bald auf das größte Granitmassiv des Erzgebirges, den Eibenstocker Granit, zu stoßen. Noch weitaus mächtiger ist im Nordosten unseres Berglandes der Gneis mit seiner aus Glimmerschiefern und Phylliten zusammengefügten Schieferhülle ausgebildet. Von Schwarzenberg bis Dippoldiswalde, von Joachimstal bis Freiberg dehnt sich ein zur Hauptfache

fene Wölbung, sondern zerfällt in mehrere Kuppeln (Freiberger, Saybaer, Annaberger Kuppel u. a.), zwischen denen sich flache Mulden ausbreiten. Da diese Kuppeln naturgemäß stark abgetragen sind, trifft man auf ihrem Scheitel in flacher, oft wagerechter Lagerung die tiefsten eruptiven Gneislagen an; nach außen zu folgen dann schalenförmig immer höhere Horizonte, zuerst Mischgneise, dann Glimmerschiefer und Hornfelse, darauf Phyllite



Abb. 308. Aus dem mittleren Erzgebirge: Ringmauer bei Zöblitz. (Phot. A. Heinicke.)

eruptives Gneismassiv aus, im Norden und Westen von einem breiten Schiefermantel umsäumt, im Osten an den großen Berwerfungen des Elbtals abbrechend. Die beiden höchsten Gipfel des Gebirges, Keilberg (1244 m) und Fichtelberg (1214 m), liegen im Glimmerschiefer der Westflanke. Und doch, so gewaltig das Massiv noch immer erscheint, ist es nur ein Teil, etwas mehr als die Hälfte, eines riesigen Gneisgewölbes, das ursprünglich über Raaden, Brüß und Teplitz weit nach Böhmen hineinreichte, dessen gesamter Südflügel aber in einer kolossalen, nordöstlich streichenden Spalte versunken ist (vgl. S. 11). Der stehengebliebene Teil zeigt keine einheitlich geschlos-

sen und endlich an den äußersten Flanken die unveränderten kambrischen Ton-schiefer.*)

Die Gneisformation des Erzgebirges wird von C. Gäbert folgendermaßen gegliedert:

1. Den tiefsten Horizont bildet ein rein eruptiver, dunkelgrauer, grobschuppiger Biotitgneis, wie er auf der Freiburger Kuppel und auf dem weiten Gneisfeld von Dippoldiswalde und Glaschütte überall zu sehen ist. Einlagerungen sedimentärer Herkunft (kristalline Kalksteine und Grauwacken) fehlen vollständig. Da das Gestein sehr gleichmäßig verwittert, entbehrt die Oberfläche fast aller hervorragenden Geländeformen;

*) Zum besseren Verständnis der hier in Betracht kommenden Umwandlungen empfiehlt es sich, das Kapitel über die „Metamorphose der Ton-gesteine“ (Bd. I. S. 181 ff.) durchzulesen.

der Boden ist fruchtbar und zum Weizenbau geeignet.

2. In den oberen Lagen wird der graue Biotitgneis feinkörniger und zeigt im Gegensatz zur einförmigen Ausbildung des unteren männig-füßes. Neben den gewöhnlichen faserigen Varietäten treten gestreifte, stengelige, gebänderte Abarten, sowie Augen- und Flammengneise, ja sogar ganz massige, granitartige Zwischenlagen auf. Dergleichen Gesteine umrahmen den unteren Biotitgneis in der weiteren Umgebung von Freiberg, dehnen sich südwärts bis Klostergrab aus und setzen auch die Marienberger und Annaberger Kupfer zum größten Teil zusammen. In schärfster Weise unterscheidet sich der obere Biotitgneis vom unteren durch seine zahlreichen Einlagerungen sedimentären Ursprungs; kristalline Grauwacken, Hornfelse, Marmore, Granatglimmerschiefer und andere Kontaktgesteine liegen an vielen Stellen konformant zwischen den Gneisbänken. Auf diese Mischzone folgt dann bei normaler Lagerung die Glimmerschieferzone.

3. Einer jüngeren Ausbruchperiode entstammt der Rote Gneis, der vielerwärts in die grauen Gneise wie in die Glimmerschiefer eingebrungen ist, außerdem aber auch selbständige Kupfeln bildet. Am breitesten macht er sich im mittleren Erzgebirge, wo in der Gegend von Reichenhain und Katharinaberg ein riesiges Massiv roter Gneise emporbricht. Ungemein großflaserige Varietäten („Riesengneis“ mit dickgeschwollenen Feldspatnoten) bauen den Kern aus, daran schließen sich nach außen hin kleinflaserige, stengelige und plattige Abarten. In dem Maße, wie sich diese Veränderung des Gefüges vollzieht, tritt der im

„Riesengneis“ noch herrschende Biotit immer mehr zurück und macht dem lichten Muskowit oder Kaliglimmer Platz. Der reine rote Muskowitgneis gleicht oft zum Verwechseln einem feinkörnig ausgebildeten Granit.

An der Nordoststecke des Erzgebirges (südlich Nossen) biegen die paläozoischen Schiefer plötzlich aus ihrem regelmäßigen Nordoststreichen in das entgegengesetzte Südoststreichen um, das nunmehr bis zum Endpunkt der Sudeten die Tektonik des variszischen Gebirges beherrscht. Von Tharandt bis Gottleuba zieht sich ein System alter, südöstlich verlaufender Bruchlinien hin, an denen zuerst die grauen Biotitgneise, dann die Phyllite und paläozoischen Schiefer plötzlich abbrechen; auf den Schichtköpfen des abgesunkenen Grundgebirges liegen diskordant und wagrecht die rotliegenden Gesteine des Döhlener Beckens. Daraus geht hervor, daß wir es hier trotz der nordwestlichen Grundrichtung keineswegs mit herzynischen, sondern weit älteren Brüchen zu tun haben, die wahrscheinlich schon im Gefolge der karbonischen Faltung auftraten. Der schmale, am Nordoststrand des Erzgebirges stehengebliebene Streifen paläozoischer Schiefer wird auf der Elbseite von Graniten und Syeniten abgeschnitten, die man als Ausläufer des jenseits der Elbe gelegenen Laufiger Granitmassivs auffaßt.

Zweites Kapitel. Die sächsische Schweiz.

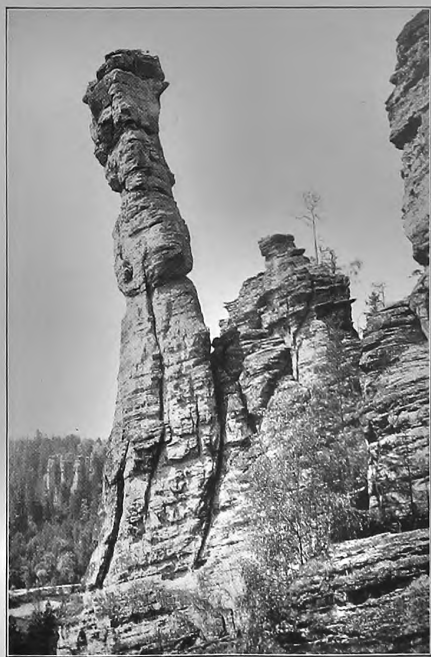
Zur jüngeren Kreidezeit waren das norddeutsche und böhmische Kreidemeer durch einen 20–40 km breiten Arm verbunden, der zwischen Erzgebirge und Laufiger Massiv hindurchführte, also jene tektonische Einsenkung benützte, der heutzutage das Elbtal folgt. In diesem Kanal kamen mächtige Schichten von Quadersandstein, daneben auch mergelige Lagen zum Absatz, die nach ihrer Fauna der zemenanen und turonen Stufe angehören. Als dann zur Tertiärzeit die großen Hebungen einsetzten, stieg neben dem Erzgebirge das neugeschaffene Sandsteingebiet als breites, unegliedertes Plateau empor. Aus diesem massigen Sandsteinfloß haben Erosion und Verwitterung das wunderbare Felsenland der Sächsischen Schweiz geformt.

Eine sehr auffällige Erscheinung ist der ausgesprochen terrassenförmige Bau dieses Erosionsgebirges. Steigt man vom Elbufer am rechten oder linken Gehänge empor, so überschreitet man zunächst eine mäßig steile, aus Gehängegeschutt bestehende Böschung und gelangt

dann an senkrechte, meist stark zerklüftete Quaderwände. Durch schluchtartige Lücken und über Schuttbänder führen steile Pfade zur Höhe, auf der sich eine ebene oder sanft geneigte Hochfläche, die sogenannte Ebenheit, ausbreitet. In der ganzen Sächsischen Schweiz bilden diese in halber Berghöhe dahinziehenden Ebenheiten einen sehr charakteristischen Zug der landschaftlichen Gestaltung; zuweilen sind sie so groß, daß mehrere Dörfer darauf Platz haben, auch ist im Gegensatz zu den angrenzenden Sandsteinstufen ihr Untergrund oft mergelig und zum Ackerbau geeignet. Auf den Ebenheiten ruht nun das zweite, bereits größtenteils zerstörte Stockwerk des Gebirges in Form schroff abfallender, oben abgeplatteter Sandsteinflöße (Königsstein, Lilienstein usw.), deren Gipselflächen man als Reste einer oder mehrerer höher gelegenen Ebenheiten auffassen kann. Wie auf der schwäbischen Alb, so wirkt auch bei diesen Tafelbergen die Abtragung hauptsächlich am



Sächsishe Schweiz: Die Bastei von unten



Sächsishe Schweiz: Die Herkulesssäulen bei Schweizermühle

2. Brongniartstufe. Zu unterst glaukonitische Sandsteine mit *Rhynchonella bohemica*, darin eine mergelige Zwischenlage mit *Inoceramus Brongniarti* (V, 10) und *Spondylus spinosus* (VI, 3). Über einer zweiten Mergelschicht folgt dann der örtlich fast 200 m mächtige Brongniartquader, das Hauptgestein der Sächsischen Schweiz, dessen zyklische Mauern die Bastei, das Prebischtor, den König- und Lilienstein, das Raubschloß, den Pfaffenstein (Abb. 309) und viele andere Felsmassen zusammenfügen. An manchen Stellen vertritt dieser Quader die gesamte Brongniartstufe. Den leitenden *Inoceramus* findet man darin nur selten, häufiger Steinerne der Kammuschel *Vola quadri costata* und der Feilenmuschel *Lima canaliculata*.

3. Skaphiten-schichten, Mergel und Tone auf der kopfigen Ebene, bei Oberposta und Batschke (vgl. oben).

4. Cuvierstufe. Im Süden Tonmergel mit *Inoceramus Cuvieri* (V, 9) und *Bakuliten* (VI, 10), im Norden der Überquader, den jedoch manche Geologen schon zum Emscher rechnen.

Betrachtet man die Sächsische Schweiz in westlicher Richtung, so gehen die mächtigen zenomanen und turonen Sandsteine zuerst in sandige, später in reine Mergel und Klärerfasse über. Schon bei Dresden ist der typische Quadersandstein vollständig verschwunden; den zenomanen Carinatenplaner überlagern hier die Labiatmergel, und auf diese folgen die ebenfalls mergeligen und kaltigen Bildungen der Brongniartstufe (Strehlenr. Plänen usw.).

Im Osten endigt die sächsische Kreide an der Lausitzer Hauptverwerfung, die sich von Oberau bei Meißen über Hohnstein bis ins Lausitzer Gebirge hinzieht. Ihre Richtung ist bald östlich, bald südöstlich, zuweilen sogar nordöstlich; wir haben es also auch hier mit zahl-

reichen kleinen Brüchen zu tun, die in ihrer Gesamtheit wie eine große einheitliche Störungslinie wirken. An der Verwerfung tritt die Kreide in unmittelbare Berührung mit dem Lausitzer Granit, einem der größten deutschen Granitmassive, das zwischen Meißen, Bautzen, Görlitz und Zittau rund 3500 qkm Land bedeckt. Was nun die Verwerfung besonders interessant macht, ist der Umstand, daß an vielen Stellen, z. B. bei Hohnstein und Weinböhla, Granit und Syenit auf die Kreide hinaufgeschoben sind, wobei es zu einer ähnlichen Ausrichtung und Überkipfung der Schichten kam, wie am nördlichen Harzrand, nur ist dort die Bruchzone bedeutend breiter. Gelegentlich hat die Überschiebung sogar Reste von Jura-gesteinen, die sonst diesen Gegenden vollständig fehlen, ans Tageslicht befördert. So schiebt sich bei Hohnstein zwischen Granit- und Quadersandstein ein steilgestelltes Schichtenpaket ein, das aus dunkelgrauen Kimmeridgalken, aus Mergeln vom Alter des Korallenooliths und schwarzen Orfordtonen besteht. Entsprechend der geographischen Lage finden sich darin Fossilien des süddeutschen und norddeutschen Weißjura nebeneinander, woraus sich ergibt, daß noch zur mittleren Malmzeit die beiden Meere über Sachsen miteinander in Verbindung standen.

Ihrem Alter nach fällt die Lausitzer Überschiebung offenbar mit den großen herzynischen Bodenbewegungen zusammen, ist also erheblich jünger als die Bruchzone am Ostabhang des Erzgebirges.

Drittes Kapitel. Riesengebirge und Waldenburger Becken.

Während sich die Granitrüden der Oberlausitz durchschnittlich nur 400 m über den Meeresspiegel erheben, steigt ihre Fortsetzung, der Granitkern des Iser- und Riesengebirges, zu drei- bis vierfacher Höhe auf. Schieferige Gesteine umgeben diesen Kern auf allen Seiten, doch ist ihre Verteilung unsymmetrisch. Betrachten wir zunächst die Grundzüge des geographischen Baues. Noch viel entschiedener als in den Hochvogesen ist im Riesengebirge die ungewöhnlich mächtige Entwicklung der Kämme ausgeprägt. Den gewaltigen Bergwall zerlegt ein tiefes, von der Elbe und vom Weißwasser durchströmtes Längstal in zwei parallele Hauptkämme, deren nördlicher so steil zum 1000 m tiefer gelegenen Pirchberger Kessel abfällt, daß der Gebirgsfuß auf der schlesischen

Seite kaum 7 km von der Kammhöhe entfernt ist. Daher erscheint das Gebirge, von Norden gesehen, als einheitliche, zum Teil in prallen Felswänden ansteigende Riesenmauer. Dem südlichen böhmischen Kamm ist dagegen noch ein niedrigerer Bergzug vorgelagert. Weiterhin zerfällt jeder der beiden Hauptkämme durch einen Einschnitt in einen Ost- und Westflügel. Auf der schlesischen Seite ist es nur die flache Einsattelung der Mädelwiese (1178 m), die den gleichförmigen Verlauf der Gebirgsmauer unterbricht, zugleich interessant als einzige Stelle, an der der Hochwald den sonst nur mit Knieholz bewachsenen Nordkamm überschreitet. Der Ostflügel gipfelt, wie bekannt, in der Schneekoppe (1605 m) und schließt ab mit dem Forstkamm oberhalb Annaberg, der Westflügel

erreicht seinen höchsten Punkt im trümmerbesäten Hohen Rade (1509 m) und endigt mit dem langen fargförmigen Rücken des Reifträgers. Viel tiefer ist der böhmische Hauptkamm an der Stelle zerschnitten, wo bei Spindelmühle (760 m) die jugendlich rauschende Elbe aus dem Längstal der Sieben Gründe hervorbricht. Hier erhebt sich zur Linken der schmale, wunderbar gezackte Ziegenrücken, zur Rechten der langgestreckte Korfonosch, der über dem Elbseifengrund mit großartigen, kilometerweit sich hinziehenden Felsstürzen abbricht.

voneinander geschieden (Abb. 313). Dichter Wald umhüllt gleichmäßig Flanken, Rücken und Firt des Gebirges, selbst der Hohe Fserkamm bleibt mit seinen höchsten Erhebungen, Hinterberg (1126 m) und Tafelsichte (1122 m), noch unter der Waldgrenze. Nur auf der Fserwiese, einer moorigen, zum Teil mit Knieholz bedeckten Lichtung zwischen Hohem und Mittlerem Fserkamm, öffnet sich in den endlosen Wäldern eine breite Lücke.

So scharf sich Fser- und Riesengebirge im Charakter der Landschaft unterscheiden, bilden sie doch in geologischer Hinsicht ein untrenn-



Abb. 313. Fserwiese mit Fserkamm. (Phot. J. Hartmann.)

Zu diesen westlich streichenden Kämmen gesellt sich im Osten ein Querriegel, dessen Verlauf im Rehorngebirge, Kolbentamm und Landes-huter Kamm deutlich zu erkennen ist.

Weniger übersichtlich ist der Bau des Fsergebirges, das trotz seiner engen Beziehungen zum Riesengebirge mehr einem Mittelgebirge von der Art des Thüringer Waldes gleicht. Auch hier erstrecken sich von Südost nach Nordwest mehrere parallele Kämmе, aber sie sind nicht, wie im Riesengebirge, durch tief eingeschnittene, wasserdurchtönte Felschluchten, sondern durch flache, zum Teil moorige Talmulden

bares Ganzes. Die einzelnen Gesteine sind etwa folgendermaßen verteilt. Granit baut zwischen Reichenberg und Schmiedeberg den Kern des Gebirgswalles auf, daran schmiegt sich im Norden und Süden ein Schiefermantel. Der größte Teil des schlesischen Hauptkamms, Reifträger, Große und Kleine Sturmhaube, Mittagsstein, liegt im Granit, die Schneetoppe selbst jedoch im Glimmerschiefer (vgl. Abb. 8, S. 13); man überschreitet die Grenze etwa halbwegs zwischen Riesenbaude und Koppengipfel. Von der Koppe ziehen die kristallinen Schiefer hin-

über zum böhmischen Hauptkamm. Während am Nordfuß des Brunnensbergs, des Ziegenrückens und des Korkonosch überall Granit ansteht, wird der Firn dieser Bergkette von schieferigen Gesteinen gebildet. Wenden wir nun unseren Blick dem Riesengebirge zu, so finden wir dieses waldreiche Bergland zum weitaus größten Teil aus Granit zusammenge setzt, nur der hohe Zierkamm besteht samt seiner östlichen Fortsetzung, dem Hochstein und Moltkefelsen, aus grobblaserigem Gneisgestein. Der Gneismantel umfaßt auch das nördliche Vorgebirge, dessen bedeutend-

von Schieferstoff aufgenommen hat. Am oben erwähnten Hochstein schiebt sich zwischen Granit und Gneis eine Zone von Andalusitglimmerschiefer ein, und weiter nördlich tritt mitten im Gneis ein schmales, mehrere Meilen weit verfolgbares Glimmerschieferband auf, dem an mehreren Stellen körnige, serpentinführende Kalke und Dolomite eingelagert sind. Im südlichen Schiefermantel herrscht umgekehrt der Glimmerschiefer über den Gneis, doch finden sich hier noch viele andere Felsarten, z. B. Amphibolite, Augitgesteine, körnige Kalke und Magnetitlager (Schmiedeberg), deren gegenseitige Beziehungen weiterer Aufklärung bedürfen. Längs der ganzen Linie von der Zier bis zur Schneefoppe ist ton-



Abb. 314. Blick ins Weißwassertal (östlicher Teil des großen Längstals im Riesengebirge). (Phot. J. Hartmann.)

ster Höhenzug, Remnitzkamm und Zadenkamm, seine Ausläufer bis nach Hirschberg vorschiebt.

Unter den Graniten herrscht ein rötlicher Biotitgranit vor, der durch große rote Orthoklasten kristalle porphyrisch ausgebildet ist und neben den normalen Bestandteilen häufig etwas dunkelgrüne Hornblende und braunen, leistenförmigen Orthit enthält. Zahlreiche Apliten und Pegmatiten durchsetzen den Granit, auch „basische Pugen“ (vgl. S. 163) und dunkle glimmerreiche Knollen und Schlieren erfüllen ihn oft in großer Menge. Der Gneis des nördlichen Schiefermantels, eine grobblaserige Art mit zweierlei Glimmer und großen weißen Feldspatäugen, ist offenbar ein Gruppigneis, der sich aus den randlichen Teilen des granitischen Schmelzflusses gebildet und Spuren

taktmetamorphe Beeinflussung der Schiefer durch den Granit nachweisbar, die Schiefer führen in diesen Fällen zumeist reichlichen Andalusit.

Sein heutiges Relief verdankt das Riesengebirge zum großen Teil den Wirkungen der eiszeitlichen Gletscher. Zwar gelangten die nordischen Inlandeismassen nur bis zum Fuß des eigentlichen Gebirges, wo sie eine fruchtbare Blocklehmede zurückließen, dafür aber entwickelte unser Gebirge eine umso stattlichere Zahl eigener Gletscher, die von den Firnfeldern herabstiegen, aus den Felskaren hervorsprangen und in den Hochtälern gewaltige Massen Moränenschutt abluden. Merkwürdigerweise

waren die Eisströme auf der böhmischen Seite viel großartiger ausgebildet als am schlesischen Abhang, was nach Partsch auf dem Umstand beruht, daß dem Nordabhang wegen seiner außerordentlichen Steilheit die geräumigen, zur Gletscherentwicklung geeigneten Erosionstäler fehlen. Nur eine Art Erosionsformen ist gerade hier in prächtigster Weise ausgebildet: die großen Felszirken oder Kare, die in der Sprache der Gebirgsbewohner „Gruben“ oder „Kessel“ heißen. Daß diese Bildungen nicht notwendig mit gewöhnlichen Erosionstälern in Zusammen-

im Moränenschutt ausfüllen, besitzt unser Gebirge nur zwei echte Bergseen, den Großen und Kleinen Teich, deren dunkle Fluten die Quellbäche der Lomnitz speisen. Nur der Kleine Teich liegt in einem tief ausgehöhlten Zirkustal; starre Felswände, an denen selbst im Hochsommer noch Schnee haftet, umrahmen ihn auf drei Seiten, während auf der vierten ungeheure Blockmassen, durch die sich der Abfluß mühsam hindurchwindet, die Öffnung schließen. Ein langer Trümmerwall, die Seitenmoräne des ehemaligen Teichgletschers, begleitet den ab-



Abb. 315. Die Schneegrube im Winter. (Phot. J. Hartmann.)

hang stehen müssen, sehen wir an der Großen und Kleinen Schneegrube, deren Öffnung auf den freien, unzerschnittenen Berghang hinausführen. In der Regel bilden sie allerdings, wie in den Vogesen, den Abschluß wasserdurchtrönter Stufentäler. So endigt das Tal der Kleinen Pser im Kleinen und Großen Kessel unter der Kesselfoppe, so das Lupatal in einem wilden steinerfüllten Kar, das in den Felswänden des Brunnbergs eingegraben ist. Sehr spärlich sind dagegen im Riesengebirge die Karseen vertreten, deren glitzernde Spiegel die Einsamkeit so vieler Vogesenkare beleben. Abgesehen von kleinen feuchten Tümpeln, die hie und da Vertiefungen

fließenden Bach eine weite Strecke talabwärts. Den Großen Teich umfängt eine steile bogenförmige Felsfalte, auf der dicht neben dem schroffen Absturz die Prinz Heinrichs-Bauke steht. Auch dieses Wasserbecken wird unten durch einen 25–30 m hohen Blockwall abgesperrt. Die beiden Teiche trennt ein breiter Trümmergrat, Böfelfshübel genannt, der nach Partsch aus der älteren, größeren Eiszeit stammt, in der sich die Gletscher der Teiche zu einem einzigen gewaltigen Eisstrom vereinigt hatten. Bei der jüngeren schwächeren Vereisung hätte dagegen jedes Becken seinen eigenen Gletscher ausgesandt. Falls dieses richtig ist, würden wir in dem trennenden

Schuttwall die Mittelmoräne des ältesten Eisstroms vor uns haben.

Überhaupt lassen sich nach Partsch in den meisten Riesengebirgstälern Alt- und Jungmoränen deutlich voneinander unterscheiden. Jene sind schlechter erhalten als in den Alpen, reichen aber tiefer hinab, woraus hervorgeht, daß sie einer stärkeren Vergletscherung (Rißvereisung?) entsprechen. Zu demselben Schluß führt das Studium der fluvioglazialen Schotter, die besonders im Melzergrund, im Elb- und Lupatal mustergültig entwickelt sind. Zwischen der Ablagerung des Hoch- und Niederterrassenschotters liegt eine lange Erosionsperiode, in der die Gletscher weit zurückgewichen, vielleicht sogar vollständig abgeschmolzen waren. Während die erste Vereisung großartige Talgletscher hervorbrachte, wie wir sie heutzutage in den Alpen und in Norwegen finden, kam es bei der zweiten nur noch ausnahmsweise zur Bildung längerer Eisströme, es überwogen bei weitem die kleinen Kar- und Gehängegletscher. Im übrigen war der Ostflügel des Gebirges bedeutend stärker vergletschert als der westliche. Dort gab es zur Haupteiszeit vier Eisströme, die eine Länge von mindestens 4 km erreichten, nämlich Lupagangegrund-, Kleiner Teich- und Weißwassergletscher. Ihnen hatte der Westflügel nichts Ebenbürtiges gegenüber zu stellen. Unter allen gebührt die Krone dem gewaltigen Talgletscher der Lupagange, der, von den weiten Firnsfeldern am Roppenplan gespeist, im Riesengrund abwärts bis zum Pöger reichte.

An das Riesengebirge schließt sich östlich das Waldenburger oder niederschlesische Steinkohlenbecken, eine mit karbonischen, rotliegenden und Kreidesteinen gefüllte, im Innern sehr verwickelt gebaute Mulde des Grundgebirges. Zu Beginn der Steinkohlenzeit lag hier eine Niederung, wahrscheinlich eine Meeresbucht, die auf drei Seiten von Land umschlossen war und nur im Süden mit dem offenen Ozean in Verbindung stand. Von den kristallinen Gesteinen des Eulens- und Riesengebirges sowie von den silurischen Schieferen im Norden stammen die Schuttmassen, die im Lauf langer Zeiträume das Becken ausfüllten. Es spielten sich dabei wohl ähnliche Vorgänge ab wie im Saar-Nahe-Revier. Für den Geologen ist das Waldenburger Becken deswegen von großer Wichtigkeit, weil es alle Abteilungen der Steinkohlenformation vom Kulm bis zur Ottweiler Stufe in seltener Vollständigkeit enthält. Eine weitere Eigentümlichkeit dieses Reviers zeigt sich in

dem Umstand, daß alle oberkarbonischen Stufen bauwürdige Flöze führen. Allerdings sind die Kohlenlager sehr unregelmäßig entwickelt, durchgehende Leitflöze fehlen, magere und badende Kohlenarten wechseln nicht nur in benachbarten, sondern auch im selben Flöz regellos mit einander ab.

Die Geologie des niederschlesischen Kohlenreviers schildert Dannenberg etwa folgendermaßen. Das Unterkarbon ist fast überall als Kulm entwickelt und besteht aus den vom Festland herabgeschwemmten Schuttmassen (Konglomerate mit Geröllen aus dem Eulens- und Riesengebirge, Grauwacken und Tonchiefer). Versteine-



Abb. 346. Blick in die große Schneegrube. Riesengebirge.

rungen sind ungemein selten. Im Oberkarbon fällt die Spärlichkeit der am Rhein und in Westfalen so mächtig entwickelten Schiefertone auf: die Sedimente des niederschlesischen Kohlengebirges sind fast lauter Konglomerate und Sandsteine, erstere im Gegensatz zu den buntgemischten Kulmkonglomeraten fast nur aus weißen Quarzgeröllen zusammengesetzt. Ebenso fehlen alle marinen Zwischenlagen. Diese Einformigkeit wird einigermaßen ausgeglichen durch die weite Verbreitung vulkanischer Gesteine, die mit ihren Tuffen eine wichtige Rolle im Schichtenverband des Oberkarbons spielen. Die Ausbrüche begannen bereits zur Kulmzeit und setzten sich weit ins Rotliegende fort. Hauptsächlich quollen Porphyre und Melaphyre hervor, die bald als Decken unter und zwi-

schen den flözführenden Schichten liegen, bald sie in Form von Gängen und Ruppen durchbrechen. Dadurch wurde die Lagerung der Flöze oft in höchst ungünstiger Weise gestört und die Steinkohle selbst bisweilen verändert und entwertet.

Das ganze Innere des Waldenburger Beckens nehmen die Schichten des Rotliegenden und der oberen Kreide ein. Nach Ablagerung des Rot-

sen. Bei der ungeheuren Mächtigkeit dieser Schichten erscheint es sehr fraglich, ob man die Steinkohlenlager im Innern des Beckens jemals wird erschließen und ausbeuten können.

Während das rheinisch-westfälische Kohlengebirge wenigstens zum Teil noch an der karbonischen Gebirgsfaltung teilnahm, waren in Niederschlesien die Kulmschichten bereits steil aufgerichtet

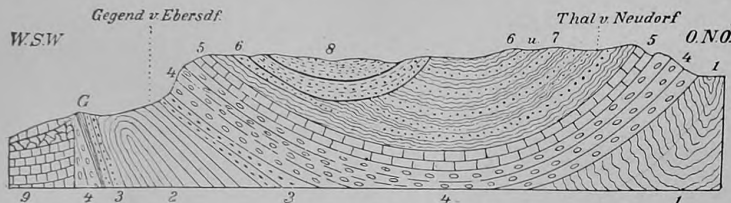


Abb. 317. Profil durch die paläoz. Schichten zwischen Silberberg und Neurode in Niederschlesien.

(Aus Em. Kayser: Geologische Formationkunde.)

1. Oeis der Eule. 2. Jberger. 3. Klymenienkalk. 4. Gneistonglomerate und Sandsteine. 5. Kohlentuff. 6. und 7. Kulm. 8. Obertarbon. 9. Rotliegendes (Kufeler Schichten). G Gabbro.

liegenden war die Ausfüllung der Mulde vorläufig beendet, und es trat nun eine ungeheuer lange Pause in der Sedimentbildung ein, bezeichnet durch das Fehlen aller Formationen vom Zechstein bis zur Unterkreide. Erst die Oberkreide ist wieder durch Quader sandsteine vertreten, die im Innern des Beckens das Heuscheuergebirge aufbauen, nach Süden aber weit über dessen Grenzen hinübergrei-

und zusammengeschoben, bevor die Ablagerung des Obertarbons begann. Mit flacher Neigung lehnen sich die tiefsten flözführenden Schichten an das steil gestellte Untertarbon an, breiten sich sogar an manchen Stellen über dessen Schichtköpfe aus (Profil Abb. 317). Daraus ergibt sich, daß die Hauptfaltung dieses Gebirgszweiges in die Mitte der Steinkohlenzeit fällt.

Sachregister.

Aufsteigende Eruptionswolken 296
 Achenischwanlung 118, 122
 Adorfer Kalk 281, 323
 Agglomerate 143
 Aggeraten 227
 Agalethier 155
 Ahorn, dreilappiger, 106
 Alaunschiefer 289, 324
 Aligatoriachildkröte 106
 Alotlieren 223
 Amphöhlen 243 f., 246
 Alpine Vereisung 108 ff.
 Alabachit 203
 Alitdevon. Festland 345
 Alisfant 119 f., 136
 Altmoränen 116, 359
 Alzeher Meeresande 127
 Almaltheen 228
 Almaltheenton 228
 Ammoniten 225 ff.
 Amphibolite 153
 Amphicyon 132
 Amphitlieren 132
 Andalusitglimmerschiefer 357
 Andesit 302
 Angulate Ammoniten 226
 Angulatenfichten 226
 Anhydritgruppe 212, 213
 216
 Anhydritregion 336
 Antedon 242
 Anthraconen 261
 Anthracolithen 252
 Anzylussee 89
 Anzyluszeit 89
 Apfite 203
 Apfite 314
 Apfite 239
 Apfitemergel 239
 Archaeopteryx 249
 Archegonit 261
 Arien 227
 Arienfichten 227, 332
 Arienfichter 103
 Arienfichterlagen 253
 Arienficht 208
 Arienfichter 239
 Augengneis 169
 Augitgranit 184
 Aupagethier 359
 Aupern 235
 Aupernfalte 235
 Badfähigkeit 259
 Badener Thermen 166
 Baghofschichten 43
 Balanen 102, 127
 Baltische Kreideprovinz 33
 Baltische Vereisung 74, 140
 Bänderton 68
 Barramunda 220
 Barramundabahn 218 f.
 Barramundstufe 314

Barrentheorie 337
 Bartonton 43
 Bafische Fugen 163
 Beinbrech 139
 Belchenform 157, 173, 180
 Belemniten 225, 228
 Belemnitenfischschiefer 228
 Berggippschichten 224
 Bergtraß 296
 Bernstein 46 f.
 Berrias-Stufe 31
 Bifurkationschicht 235 f., 311
 Bifurkation 310
 Bimsand 296 f.
 Biotitgneis 169, 349, 354
 Biplerfalk 237 f.
 Birken-Kiefernzeit 87, 89
 Blätterföhlen 56
 Blaue Erde 47
 Blaue Kalle 234
 Blauenmassiv 149, 158
 Blotfelm 34
 Bodegang 329
 Bohnerz 241, 251, 333
 Bohrmuscheln 102
 Bonebed 217, 218, 223
 Bradipoben 264
 Brachiofemoralie 99
 Brandfchiefer 229
 Braunjura 232 ff., 311, 332
 Braunkohle, oberbayr., 99
 Braunkohlenlager 51 ff.
 Brenstaloolith 245
 Breßleigranit 183
 Brighante 297
 Brockenmassiv 319, 326 ff.
 Brongniartplänen 316
 Brongniartquader 354 f.
 Bryozoen 38, 235
 Bryozoenriffe 336, 342 f.
 Buchsbaum 121
 Budesheimer Schiefer 280 f., 323
 Büffel 93
 Bühlstadium 123
 Bunte Mergel 222
 Buntfandsteimpflanzen 192
 Calceolafichten 272 f., 321
 Chiemeeglethier 116
 Chloritfchiefer 349
 Chondritenfichten 271
 Compognathen 247
 Corbicularfichten 131
 Cornbraß 311
 Crag 59 ff.
 Credneria 333, 354
 Crednerienstufe 354
 Cultrijugatus-Zone 271
 Cuvierplänen 316
 Dachbasalt 303

Dachfchiefer 346, 347
 Dänische Stufe 32
 Darg 46
 Dasberger Kalk 283
 Daunstadium 124
 Davoeifalt 228
 Deffenfchotter 107, 112
 Deiffertohle 31
 Deiffertandstein 313 f.
 Dentalionten 236
 Deszendente Salze 336 ff.
 Diabas 187 f., 270, 271, 279, 283, 321
 Dinotherien 133
 Diorit 184, 202
 Dogger 224, 232 ff., 311, 332
 Döhlener Beden 352
 Donaubruch 210, 255
 Donnerfteil 228
 Dören 309
 Dörntener Schiefer 332
 Drachenfelsdrachy 302
 Dryaszeit 86
 Duffstein 295
 Dünenlandschaft 139
 Durbachit 162 f.
 Dyfalanalyt 145
 Dyfobil 55
 Ebenheit 352 f.
 Efergneis 328, 329
 Eibe 119
 Eichenzeit 89
 Eifeler Kalkstein 274
 Eifelmulden 272 f.
 Einbeckhäuser Plattenkalk 312
 Eisbruch 36 f., 77
 Eifenfandstein 233, 237
 Eisfcheide 109
 Eisftrömung 110
 Elogit 349
 Eich 93
 Eisheimer Meeresfand 130
 Eiferfchotter 62
 Eifcher 31 f.
 Eifchermergel 316
 Endmoränen 74
 Endmoränenwälle 116 f.
 Engelhardfberger Schichten 246
 Eolith 72
 Epooon 350
 Erbacher Graben 206
 Eruptivgneis 150
 Erzgänge v. Marfisch 170
 Efferer Grünfand 292, 315
 Efferit 302
 Efhöle 290
 Eroengung-Stufe 285
 Erolische Blöde 98
 Farnstufe 259
 Faftebene 353

Fäule 244
 Faulfchlamm 55
 Faretale 32
 Felsbüh 287, 288
 Felfenmeer b. Heidefölg. 205
 Felfenmeer bei Reichenbach 200
 Felfenmeer b. Sunwig 275
 Felftöhlen 258, 290
 Felftöhlengruppe 290, 291
 Feuerfleine 39
 Felffchiefer 129
 Flammendolomit 278
 Flammenmergel 315, 318
 Flains 222
 Flinz 96, 104, 112, 244
 Flözleeres 289
 Flugfaurier 230, 248
 Flufidalftruktur 204
 Flufpferd 136
 Flufpbatgang 343
 Fluvioflaziale Schotter 67, 111 ff., 359
 Forellenftein 328
 Frankendolomit 245 f.
 Friedrichshaller Kalk 212
 Felffmeer 125
 Gabbro 201 f., 328
 Galmei 277, 286
 Gang 170
 Gandart 171
 Gasfammföle 290, 291
 Gasföhlen 258, 290, 291
 Gasföhlengruppe 290, 291
 Gaultgrünfande 315
 Gaultfandftein 314 f., 333
 Gaultstufe 31, 315
 Gedinn-Stufe 266
 Gehrener Linie 340
 Gehrener Schichten 341
 Gelber Krur 344
 Gemifchtes Diluvium 68
 Gemifchte Gänge 343
 Geocoma 249
 Geoden 232
 Gefchiebemergel 34
 Gigantenftein 235
 Gigafalk 312
 Gipsmergel 220
 Glimmerperidotit 328
 Glimmertön 58 f.
 Gneis 150 ff.
 Gneisfuppeln 351
 Goldfifchli 249
 Goldlauterer Schicht. 341
 Goldfchmeden 236
 Goniatiten 225, 265
 Goslarer Schiefer 321 f.
 Granitporphyre 153
 Granulitgebirge 11
 Graptolithenfchiefer 320, 330, 346, 347
 Grauer Gneis 351 f.
 Graupenfand 103
 Grenzmelaphyr 263

- Grenztorf 91
 Gries 243
 Griffelschiefer 346, 347
 Grinden 166
 Grobfalt 43
 Gruben (Kiesengeb.) 358
 Grunder Grauwacke 324
 Grundmoränen-Seen 80
 Grünjandstein, Regens-
 burger, 250
 Grünsteinbildung 187
 Gryphitenfalk 196
 Gschmiedstadium 123
 Günstvereisung 111
 Gutachtleitfcher 155
 Gutmadigen 236
- Haie** 128
 Haifischzähne 102
 Halbaffen 252
 Haliferiten 270
 Hammatogzeraten 231
 Harpogzeraten 231
 Hartfals 338
 Harzburgit 328
 Hauptanhydrit 337
 Hauptbuntjandstein 168
 197, 208
 Hauptdolomit 336
 Hauptkeuper 216, 220 ff.
 Hauptfonglomerat 189,
 194, 197
 Hauptmuschelfalk 28, 212,
 213, 216
 Hauptquarzit 330
 Hauptrogenstein 145
 Hauptfals 336, 338
 Hauptfalsfonglomerat 338
 Haupterbestufe 314
 Hegauvulkan 255 ff.
 Heibelberg, Urmenfch 138 f.
 Heigenbrücker Sand-
 stein 208
 Herforder Becken 310, 311
 Herjumer Schichten 311
 Herzynfauna 330
 Herzynische Gebirge 318
 Hexaktinelliden 239 f.
 Herjand 327
 Harzburger Graben 331 f.
 Hülsfalk 333
 Hülsfonglomerat 333
 Hülsfandstein 307 f., 318
 Hülsen 333
 Hipparion 132
 Hipparionfand 132
 Dirche des Miozäns 354
 Hochmoore 90 f.
 Hochterrassenschotter 113
 Höhlenbär 122, 137
 Höhlenhyäne 138
 Höhlenlöwe 138
 Höllentalgletfcher 154
 Hornblendegabbro 328
 Hornblendegesteine 152
 Hornblendegneife 152
 Hornblendefchiefer 153
 Höttinger Breccie 121
 Höttinger Kreuzdorn 121
- Humusgesteine 55
 Hunsrückfchiefer 268 f.
 Hutzone 337
 Hydrobrien 130 f.
 Hydrobrienfalk 131, 138
- Jahresringe 336, 337
 Jberger Kalk 282, 323 f.,
 330
 Jaththofaurier 230
 Jmpressatone 238, 245
 Jnngetfcher 116, 122 f.
 Jnozeramen 250, 354
 Jnterglaziale Ablagerun-
 gen 61, 63, 69 ff., 119 ff.
 Jnterglaziale Täler 114
 Jnterglaziale Waldfauna
 136
 Jntrusion 158
 Jntumeszenzstufe 281
 Jjargletfcher 112, 123
 Jungmoränen 116, 359
 Jura, Brauner, 322 ff.
 Jura, Schwarzer, 224 ff.
 Jura, Weißer, 224, 237 ff.,
 311 ff., 332, 355
 Jura-Insekten 248 f.
 Jura Nagelfluh 102
- Kahlebergjandstein 320
 Kainit 337
 Kalamiten 259
 Kaledonische Gebirgs-
 faltung 18
 Kalkfals 15, 125, 336 ff.
 Kalkfchwämme 242
 Kames 75
 Kammgranit 172, 183
 Kammuscheln 233
 Kaolinjand 59
 Karbonische Kumpf-
 gebirge 4
 Karinatenquader 354
 Karinatenstufe 354
 Karnallit 336, 337
 Karneolbant 168
 Karstlandschaft 243
 Kaffeler Bucht 45
 Kellheimer Marmor 247
 Kellwasserfalk 281, 323
 Keratophyr 188
 Kerfantit 172, 207
 Keffel (Kiesengebirge) 358
 Keffeltäler 299
 Keuper 216 ff.
 Kiefeloolithfchotter 60
 Kiefelfchwämme 239
 Kieferit 336, 338
 Kieferitregion 336
 Kimbrische Flut 94
 Kimmeridge 312, 8—
 Ringzit 150
 Kjöfönmöddinger 94
 Klauftaler Grauwacke 324
 Klingstein 144
 Klymenien 265, 280, 282 f.
 Klymenienfalk 280, 282 f.,
 323, 347
 Klymenienstufe 282 f., 323
- Knochenbetten 217 f.
 223
 Knollenmergel 222
 Knorrien 181
 Knuppen 296
 Koblenzgrauwacken 269
 Koblenzquarzit 270 f.
 Koblenfschichten 269 ff.,
 320, 330
 Koburg, Jandstein 224
 Kochbrunnen 306
 Kohlen des Rotliegenden
 341
 Kohlenfalk 181, 285 f.,
 288, 325
 Kohlenkeuper 216
 Kohlentier, Elsf. 13, 126
 Kohlentiere 252
 Köhler Bucht 303
 Kontaktwirkung, endogene
 202
 Koppit 145
 Korallenoolith 311, 312,
 318, 332
 Koronatenfchichten 235,
 311
 Kosmogzeraten 235, 237
 Koftatenfalk 228
 Kragenplanulaten 239
 Kramenfalk 283, 323
 Krazföhner 234
 Krebsfcheren-Kalfe 244
 Kreidefaltung 307, 316,
 317, 326
 Kreuznacher Schichten 264
 Krinoidenzone 273
 Kronenammontiten 235
 Kropfottergryer 264
 Kulm 288 ff., 324 f., 331,
 347, 359 f.
 Kupferfchiefer 15, 334 f.
 Kujeler Schichten 260 f.
- Labiatuspläner 316, 354
 Labiatusquader 354
 Labradorporphyrite 182
 Labyrinthzähner 218
 Landfchneckenfalk 102 f.
 Langegrundgletfcher 359
 Langenaltfheim 249
 Laterit 100
 Lauftäfer 120
 Laufiger Granit 12, 355
 Laufiger Hauptverwerfung
 12, 355
 Lebacher Stufe 261
 Leberauer Grauwacke 172
 Leberfchiefer 208
 Lederfchiefer 346
 Lehrbergfchichten 224
 Lennefchiefer 278
 Lepidobendrenstufe 259
 Lettenfohle 215, ff., 223
 Leuzit 294
 Liäs 224 ff., 311, 332
 Lichtenfels 236
 Limburgit 143
 Limonitjandstein 59
 Lindwurm, Schwab. 222
- Lippische Keupermulde
 310 f., 317
 Liptobolitfche 55, 56
 Lithifiden 239 f.
 Litorinafee 90
 Litorinazeit 90 ff.
 Litorinellenfalk 131
 Lochenfchichten 237
 Londoner Tertiärbeden 40
 Londonten 42
 Lophodon 252
 Löf 87, 96, 117 f., 139,
 142, 297 f., 301
 Löfifauna 118
 Löfifchnecken 139
 Lüneburger Heide 75
 Lungenfifch 220
 Luzit 203
 Lytozeraten 228, 231
- Maare** 299
 Madeleinestufe 118
 Magerföhlen 259, 270,
 290, 291
 Magneteftein 322, 344
 Mainfchotter 136, 138
 Mainzer Becken 127 ff.
 Matrofehallenfchichten
 236, 311
 Malchit 203
 Malm 224, 237 ff., 311 f.,
 332, 355
 Mandeln 143
 Mandelftein 182
 Manebacher Schichten 341
 Manganerlager 205
 Massenfalk 272, 274 ff.
 Mastodontofaurus 218
 Mastobonten 133
 Mastodontenfchotter 134
 Meeresmolaffe, untere 98
 Melanienfalk 125
 Melaphyr 205
 Menfchenaffe 134, 252
 Merkfches Nashorn 119 f.,
 136
 Minde Vereisung 111
 Mineralquellen 304 ff.
 Minetten 172
 Minimufon 318
 Miozäne Braunfohlenfor-
 mation 52 ff., 303
 Mifchgneis 151
 Mofetten 305, 317
 Molaffe, ältere 97 ff.
 Molaffe bunte 100
 Molaffe, jünger 110 ff.
 Molaffe, rote 100
 Mollufkentrefe 249
 Mosbacher Sand 136, 138
 Moustierstufe 122
 Mühlsteinlava 294, 265
 Mukronatenkreide 37
 Münchberger Gneisplatte
 349
 Münder Mergel 312
 Muntfahrlfche 132
 Murchifonafandstein 233
 Murgaffiv 149

- Muschelkohlenflöze 261
 Muschelfandstein 102
 Muskovitgneis 352
 Myazett 94 f.
 Myazitenlager 212
 Myophoriten 271
 Nachzeit 86 ff.
 Nagelfluh 101, 112, 114
 Naxos, Struifches 136
 Natrontracht 302
 Nattheimer Schichten 241 f.
 Neandertalmenich 69, 72
 Neom 314
 Nephelin 294
 Nephelinbasalt 144
 Nereiten 265
 Nereitenchiefer 347
 Neuwieder-Beden 297, 303
 Neuwieder Schwenmstein 297
 Niederterrasfenschotter 96, 113
 Nobolusfalk 214
 Norit 328
 Nothogaurier 217
 Numismaliksmergel 227
 Oberharzer Erzgänge 325
 Oberharzer Grünsteingug 322
 Oberhofer Schichten 341 f.
 Oberligozän 50, 316
 Oberh. Gebirgssystem 4
 Oberflur 346 f.
 Ockerfalk 346 f.
 Odershäuser Knollenfalk 279
 Ockergranit 329
 Old-Web-Formation 22
 Oliviniten 144
 Olischiefer 56, 227
 Öttinger Gans 106
 Oolithstufe 224
 Opalinuston 232, 237, 311
 Oppedia 236
 Orbicularischieften 212
 Orbit 203
 Orgeln, Geolog. 114
 Ornamenten 236, 311
 Orthogeraschiefer 271, 273 f., 321
 Oser 75 f., 82
 Ostafrik. Bruchzone 142
 Ostrentafel 235
 Özug 77
 Öttingungen 128
 Öttinger Schichten 259
 Öttingerpalte 207
 Öttingerflur 237
 Pachyblasten 316
 Palaeotherium 252
 Palaeolithen 182
 Paludinenbank 63
 Papiertholen 56
 Paris, Tertiärbecken 40, 43
 Parkinson-Schichten 311
 Pegmatite 152, 203, 207
 Peloponnes 259
 Penelapain 353
 Pentakrinen 225, 227, 229
 Peridotit 328
 Periboot 215
 Personatenfandstein 233
 Petroschichten 215
 Pferd 132, 134, 137
 Pflanzenhäufel 289
 Pfahnde 104
 Pfuhle 79, 82
 Phillipsastraea 281
 Phosphat 144
 Phosphatenschiefer 346
 Phyllit 185, 345, 350
 Phyllozeraten 226, 228, 232, 237
 Pifermi 134
 Piffelsen 199
 Pinit 163
 Pläner 315
 Planorbis multiform. 253
 Planulaten 239
 Pleistochotter 62
 Pleiosaurier 230
 Plöze Alpenflüsse 107
 Plumpse Felsenfalle 243
 Polychalit 336
 Polychalitregion 336
 Pönnandstein 282
 Pontische Alpenrose 121
 Porphyrit 302
 Porphyroide 267
 Portland 312
 Poierer Flammenton 57
 Posidonien 229
 Posidonienchiefer im Kufm 288 f., 324
 Posidonienchiefer im Lias 229 ff.
 Präglacial 62
 Präglaziale Alpen 108
 Produktiden 286
 Provioren 252
 Psilomenen 226
 Psilozeraten 226
 Pteranodonten 230
 Pterolattylus 230, 248
 Pterophyllen 221
 Purbeckstufe 250, 312
 Purbeckfalk 312
 Pycomus 128
 Pyropisit 56, 57
 Quader, mittlerer 354
 Quader, oberer 354
 Quader, unterer 354
 Quaderfandstein 333, 353 f.
 Quadrantenkreide 37
 Quastenflosser 264
 Quarzschotter 107
 Regensburger Kreide 98
 Regensburger Linie 10, 16, 318, 340, 348
 Reh 93
 Rhät 177, 222 ff.
 Rhät, Sandstein 222 f.
 Rheingraben 126
 Rheinische Gebirge 318
 Rheinische Vulkanen 292 ff.
 Rheinlauf 135
 Rheinsand 136
 Rhynchozephalen 247
 Riesenbiber 136
 Riesenfaultier 252
 Riesengneis 352
 Riesenhirch 137
 Riesenfröte 106
 Riesenlamander 106
 Rifforallen 234, 241, 273 f., 281, 323
 Rinnenjeen 80
 Rissezeit 110 f.
 Rismoränen 117
 Risdorfer Sande 69 f.
 Rogensteine 29
 Rohrfächer 120
 Röt 29
 Rotenloolith 234
 Rotenloolith 277, 322, 332
 Rötelschiefer 264
 Roter Gneis 352
 Roter Krur 344
 Rothirch 93
 Rückzugsmoränen 74
 Rundernecken 278
 Rupelton 48 f.
 Saalechotter 62
 Saarbrücker Schichten 258, 291
 Saargraben 257 f.
 Säbeltiger 134
 Sacco coma 247, 248
 Sagobaum 221
 Salton 336, 337
 Sammeltypen 41
 Sandgewand 287
 Sandtholen 259
 Sandköpfe 295
 Sandhachstehalm 220
 Sapropelite 55
 Sargform 190
 Sauerlinge 304 ff.
 Schalkstein 187 ff., 272, 279, 280, 283, 321
 Schapbachgneis 150
 Schaumfalk 28, 216
 Schulfandstein 7, 220 f.
 Schillerfels 328
 Schleichande 129
 Schlepp 68
 Schluchsemaffio 149, 156
 Schmiedefohle 290, 341
 Schmirgel 202
 Schneefopflugeln 342
 Schörl 152
 Schraubenstein 270, 320
 Schredensaurier 222
 Schreibkreide 33
 Schriftgranite 152
 Schwab.-Fränk. Jura 7
 Schwäbisch-fränkisches Senkungsfeld 6, 209
 Schwammfacies 237
 Schwammriffe 237, 239 ff.
 Schwarzer Krur 344
 Schwellthole 56
 Schwerpatgänge 203 f., 343
 Schwertschwänze 249
 Sedimentgneis 150
 Seegrasschiefer 231
 Seefuh 102, 128
 Seerose 71, 119
 Semionotusfandstein 7, 221
 Semipartitus-Schichten 214
 Senon 31 f., 37, 251, 331, 333
 Septarien 42, 48 f.
 Septarienton 48 f., 128 f.
 Serizit 266
 Serpukit 312, 313
 Siegener Schichten 269 f.
 Sigillarien 259
 Silberwurz 86
 Silberfandstein 223
 Silberföhlen 259
 Staphitenpläner 316, 354
 Stollbasalt 303
 Sölle 79, 82
 Solnhof. Plattenfalle 244
 Solnhof. Schichten 246 ff.
 Sösterne Schichten 264
 Spedstein 350
 Spahnuntorf 90 f.
 Spheopteriden 259
 Spiriferenbank 212
 Spiriferenandstein 269
 Spindelfalk 253
 Staujeen 81
 Steiger Schiefer 185
 Steinflschwämme 239
 Stephanozeraten 234 f., 237
 Steppenzeit 140
 Sternberger Ruchen 50
 Stettiner Sand 49
 Stinkfischer 336
 Stinksteine 229
 Streblener Pläner 355
 Stringozephalenfalk 272, 274 ff., 322
 Stromatoporen 273
 Stubenfandstein 7, 222
 Stytiola 278
 Subglaziale Flüsse 82
 Süddeutsche Jurainfel 124
 Sudetische Gebirge 318
 Südl. Hauptspung 260
 Sumpfpypresse, virgin. 53
 Sylvin 338
 Tambacher Schichten 342
 Tannrer Grauwacke 320, 331
 Tannusphyllite 267
 Tannusquarzit 267
 Tannuschotter 136
 Teichstetischer 359
 Teleogaurier 220
 Tentakulitenfischer 278
 Tephrit 144
 Terebratelbank 212, 214
 Tethys 42 f., 100, 214
 Teufelsfinger 231

Leutoburger Waldsand-
stein 314 f.
Tholemer Schichten 204
Thüringer Marmor 347
Thuringit 346
Tigerandstein 167
Tintenfische 229
Tischfelsen 199
Torflager, interglaziale 70
Tournai-Stufe 285
Tracht 302
Trachytuff 302
Transverjarischicht 238
Traß 295 f.
Triberger Massiv 149
Trigonodusdolomit 214 f.
Trilobiten 264
Trochitenfalk 213
Tuffstein 296
Tundrenflora 86
Türtenbund 240
Turmalin 152
Turnerit 227
Turon 31 f., 250 f., 316,
354 f.

Kopf 206

Ueberquader 354, 355
Untercarbon 285 ff., 324 ff.,
331, 347, 359, 360
Unterflur 346
Urstromtäler 79, 83 ff.
Valanginstufe 314
Variansschichten 236
Variastischer Bogen 146
Vindelisches Urgebirge
98, 209
Vise Stufe 182, 286
Vogelengranit 171
Vogelensandstein 192
Volgien 192
Volgien Sandstein 167, 192
Vorschlüpfungen 68
Baderner Schichten 264
Walchsen 261
Walderton 30, 313 f.
Wandermuschel 93
Wapitiirisch 137
Wealben 30, 313 f.
Wealden Kohle 313, 314
Weiler Schiefer 185 f.

Weißjura 237 ff., 311 f.
332, 355
Weißwassergletscher 359
Weßschiefer 347
Wellenfalk 28, 212, 216
Wellendolomit 212
Westfälisches Kreidebecken
32, 292
Wetterlöcher 246
Wieder Schiefer 330
Wilder Traß 296
Wildpferd 93, 137
Wildschwein 93
Wissenbacher Schiefer 278
321
Wollastonit 144
Würmvereisung 111
Xiphodonten 252
Yoldiameer 89
Yoldiazzeit 89, 140
Yoldienton 64
Zanklodonmergel 222
Zänotherien 132

Zapfenfande 104
Zechstein 334 ff., 242
Zechsteingips 335, 336
Zechsteinfalk 335
Zechsteintonglomerat 334
Zechsteinletten 336
Zechsteinmeer 23
Zementmergel 245
Zenoman 31, 250, 315
Zerititen 26, 214, 226
Zerithien 130
Zerithienfalk 130
Zibariten 242
Zillertalgleitscher 123
Zinkerze 277
Zinnerzlager 349
Zweiglimmergranit 171
Zwischeneiszeiten 61, 118 f.
Zykadeen 221
Zypridenischiefer 282
Zyprinenschichten 99
Zyprinenton 64
Zyrenen 130
Zyrenenmergel 130
Zyrenenschichten 99

Ortsregister.

Aachen 275, 278, 281,
285 ff., 303
Ach. Kohlenrev. 286 ff.
Abalus 46
Achensteinal 122, 123
Achlarren 144
Achtermannshöhe 326 f.
Ader 320, 326
Adlergebirge 14
Adlerstein 246
Adorf 281
Ahtal 155
Albersweiler 199
Alfeldsee 174
Alldorf 344
Aller 83
Allerheiligen 167
Alpen 19
Alpenvorland 96 ff.
Altenau 322
Altenbeken 307, 314, 315
Altenberg b. Moresnet 286
Altenbrad 329
Altenstein 343
Altenweiler 180
Altkönig 267
Altmühlthal 245, 246 ff.
Altwatergebirge 14
Altweiler 171
Alzenau 207
Alzey 127
Amberg 250
Andernach 305
Andlau 186
Annaberg 352
Annweiler 199

Apollinaris 305
Ardennen 266, 267
Arendsee 83
Arienbeller 305
Arzbacher Köpfe 304
Aschaffenburg 5, 206, 207
Asperg 223
Auburg bei Gerolstein 274
Auerberg 334
Auletal 155
Aupatal 358
Baa-See 80
Bacharach 268
Baden-Baden 148, 162,
164 ff.
Badenweiler 158
Baierbrunn 114
Balingen 234, 238
Balingen Alb 238
Ballersleib 331, 333
Ballersbach 279
Baltersweil 101
Baltischer Höhenrücken 73,
86
Baltringen 102
Bamberg 224
Barbarossahöhle 339
Barental 155
Bärhabe 156
Barr 184
Barthlinghausen 313
Bartlin 30
Bäfel 135
Baßberg 125, 194 f.
Baßtei 355

Battenberg 197
Baumannshöhle 330
Bausenberg 293
Bauzen 355
Bayrische Kalkalpen 19
Bayrischer Wald 18 f.
Beerberg 341
Befreiungshalle 247
Belchen 157 f.
Belchen, Großer, 176,
181, 183 f.
Belchen, Kleiner, 180
Belchensee 173, 184
Bennedensstein 330
Bensberg 275
Bentheim 307
Berlin 63, 69, 82
Bertenauer Kopf 303
Bertrich 298, 299
Bevergern 309
Biden 279
Biebrich 138
Bielefeld 309
Bielsstein (Deister) 311
Bingen 140, 266, 268
Birkenfeld 262, 263
Birresborn 305
Bittschweiler 181
Blantenburg (Harz) 331,
333
Blantenburg (Thür.) 346
Blaubeuren 245
Blauen 158
Bloße Zelle 318
Bodumer Mulde 291
Bockswiese 325, 326

Bodden 33
Bodensee 101
Bodenwerder 317
Bodetal 329, 330
Böhmerwald 19
Boitzenburg 82
Bohl 230, 231
Böllert 238
Böllstein 207
Borgholzhausen 309, 311
Borstein 204
Bracheur 40 f.
Braubach 271
Braunfels 276
Breitenberg 343
Breitfurt 180
Breitsheld 303
Brenzthal 245
Bressoir 170, 171
Brenschthal 169, 187 f.
Brézouard 171
Brilon 275, 277, 281, 283
Broden 319, 326 ff.
Brodenfeld 326
Brohlthal 295, 305
Brotterode 11
Bruchberg 320, 326
Brunhildensbett 267
Brunnberg 358
Bubenhausen 197
Buchberg 100
Buchweiler 125, 194
Büdeberg 312, 313 f.
Buckow 50
Büdesheim 280
Bünde 316

- Bundenbach 269
 Burrweiler 200
 Buttscheid 275

 Caub 268
 Cernay 41
 Château de faite 172
 Chiemeise 117
 Chorin 74
 Clémont 186, 190
 Col de Bussang 172
 Colline de Vologne 180

 Dahn 197 ff.
 Daleiden 271
 Darensee 173, 175, 176
 Darmstadt 135, 203, 204, 205
 Daun 299, 305
 Dechenhöhle 275
 Deisenhofen 112, 114
 Dettingen 251
 Deuten 72
 Diedelshausen 173
 Dietersweiler 212
 Diez 279
 Dillenburg 282
 Dinkelsberg 159 f.
 Dippoldswalde 351
 Dithmarschen 58
 Doberg 316
 Dobbertin 29
 Doggerbank 27
 Domburg 332
 Donaualt 209 f., 243
 Donnersberg 6, 263
 Donon 188, 190 f.
 Dornbusch 33
 Dornstetten 212
 Dönten 332
 Dortmunder Mulde 291
 Dossenheim 204
 Drachenfels (Hardt) 197
 Drachenfels (Sieben-
 gebirge) 302
 Dreiherrnbrücke 329
 Dreisamthal 149
 Dreier Weiher 300
 Dresden 355
 Driburg 317
 Drömmling 83
 Dribled 330
 Duingen 318
 Duppauer Gebirge 11
 Durbach 162
 Dürnten 119
 Düsseldorf 288, 303

 Eben 123
 Ebenalp 122
 Ebenachtal 164
 Ebernburg 262
 Ebersteinburg 164
 Ebnet 150
 Echterdingen 223
 Ederthal 329
 Edenkoben 200
 Efermatten 186, 187
 Egeln 45

 Egerfirchen 252
 Egge 307, 314, 315, 316
 Ehrenberg 343
 Ehrenbreitstein 270 f.
 Eibenstock 351
 Eichen bei Schoppsheim 159
 Eifel 272 f., 292 ff., 305
 Eichstädt 248
 Eilsen 313
 Eisenach 342
 Eijendorf 247
 Elberfeld 278
 Elbersreuth 347
 Elbing 64
 Elbingerode 330
 Elbsandsteingebirge 354
 Elbtal 352, 358
 Elgersburg 341 f.
 Eltzbethenhöhle 131, 138
 Elmshorn 24
 Else 310
 Elz 162
 Emmendingen 162
 Embs 305, 305
 Emlicher Mulde 291
 Enningen 234, 236
 Entenberg 283
 Enne 279, 283
 Eppelsheim 132
 Erbeskopf 268
 Erding 117
 Erdinger Moos 117
 Erdmannshöhle 160
 Ertelenz 288
 Ertrath 303
 Erresberg 300
 Erzgebirge 11, 318, 348 ff.
 Eschopf 197
 Eschweiler 285
 Essener Mulde 291
 Etreung 285
 Eulengebirge 14, 358
 Ertenssteine 17, 308, 315

 Fachingen 305
 Falkenhagen 311, 317
 Falkenlei 293, 299
 Falser Höhe 349
 Farrenkopf 150
 Fechtall 178
 Felberg 149, 152, 153, 156, 157
 Felbsee 155
 Felsberg (Odenwald) 200, 202
 Felselen 193
 Fenarupt 171
 Fichtelberg 350 f.
 Fichtelgebirge 11, 339 ff.
 Finfenberg 303
 Fischbühl 176 f.
 Fläming 77
 Fleckenstein 199
 Flörsheim 128, 129
 Flurlingen 120
 Jordan 85
 Forellenweiher 173, 176
 Forstberg 294
 Forstlach 169

 Frankenhöhe 223
 Frankenstein bei
 Darmstadt 202
 Frankenthal 10, 339, 347
 Frankfurt a. M. 60, 135, 204, 205, 257
 Fränkisches Becken 224
 Fränkische Ruchelfalt-
 platte 215
 Fränkische Schweiz 245 f.
 Freiberg i. S. 351, 354
 Freiburg 141, 149, 161, 162
 Freiburger Bucht 142, 149
 Freienwalde 50
 Freudenstadt 212
 Friedberg (Hessen) 134
 Friedrichsdorf 340
 Friedrichshall 213
 Friesenberg 164, 165
 Friessche Inseln 92
 Frizow 30
 Frohnstetten 252

 Gailbach 208
 Gailenreuth 246
 Galgenberg bei
 Wernigerode 333
 Gans 262
 Gebweiler 183
 Gebirge 266
 Gefrees 348 f.
 Gegensteine 333
 Gehren 340 f.
 Gera 339, 346
 Geislopf 183
 Gemünden (Hunsrück) 269
 Gemündener Maar 299
 Gerberstein 343
 Gernrode 331
 Gernsbach 164, 165
 Geroldauer Schlucht 165
 Geroldstein 273, 299, 300, 305
 Gesmold 310
 Gießen 276, 282
 Gyllenfeld 299
 Gingen 234
 Glasberg 205
 Glashütte i. S. 351
 Glatten 212
 Glaser Schneberge 14
 Gleifental 112, 114
 Glinde 71
 Glindowsee 68
 Glöckner 247
 Gnadenwald 122
 Gohrde 75
 Goldberg 293
 Goldne Aue 14, 338
 Goldlauter 341
 Göpfersgrün 350
 Göttingen 231
 Görlitz 355
 Goslar 320, 321, 322, 331, 332, 333
 Gottlob 341
 Granetal 321, 323
 Gratz 238

 Greifenstein 279
 Greifswalder Die 44
 Greiz 339, 345
 Griesbach 167, 195
 Grimnitzsee 81
 Groß-Elbe 84
 Großer Fallstein 332
 Großer Feldberg 267
 Groß-Gerau 126
 Großer Knollen 326, 334
 Großer Ölberg 303
 Große Schneegrube 358
 Großer Sohl 318
 Große Sturmhaube 356
 Großer Teich 358
 Groß-Limstadt 204
 Groß-Weil 122
 Grund 323 f., 325
 Gundershofen 196
 GutsMuths 303

 Habelschwerdtter Geb. 14
 Habichtswald 9
 Hadenheim 128
 Hagen 275
 Hahnenkamm 206, 207
 Haiger 271, 282
 Hamburg 63, 64
 Hameln 69
 Hanzföhnenburg 326
 Hardt 4, 139, 193, 196 ff.
 Harthberg 332
 Harz 313
 Harz 14, 318 ff.
 Harzburg 326, 329, 331
 Harzgerode 330
 Hase 310
 Haßberge 223 f.
 Haßelfelde 330
 Hausham 99
 Havel 81
 Hegau 254
 Heidelburg 23, 138, 141, 196, 204, 205
 Heidenheim (Brenzthal) 253
 Heidenmauer 189
 Heilbronn 213, 220, 223
 Helgoland 25, 26 ff.
 Hemer 275, 278
 Henpenheim 5
 Herborn 267, 279
 Hermannsburg 260
 Hermannshöhle 330
 Herrenalb 167
 Herrnsfretchen 354
 Herzogenhorn 157
 Herzogenhügel 265
 Herzonia 332
 Hesselkopf 323
 Hessisches Bergland 9, 10, 57, 258
 Heuschnergebirge 360
 Hiddensee 33
 Hils 17, 317 f.
 Himmelreich 150
 Hinfelsmaar 300
 Hinterberg (Niergeb.) 356
 Hintergarten 154
 Hirschberg (Siebengeb.) 302

Hirschberg (Stadt) 345
 Hirschberger Kessel 355
 Hirschkopf 341
 Hirschsprung 150
 Hirtenstein 167
 Hochfeld 184 ff.
 Hochhammer 293
 Hochpfeffart 5, 206, 208
 Hochst 134
 Hochstein bei Dahn 198
 Hochstein (Hergeb.) 357
 Hochsträß 103, 245
 Hochwald 194
 Hofheim (Taunus) 257
 Hohenack b. Ludwigsburg 218
 Hohenhöfen 256
 Hohenkrähen 254, 255
 Hohenjals 25
 Hohenstaufen 238
 Hohenstein bei Reichenbach 204
 Hohenstein (Süntel) 17, 309, 311
 Hohenstoffeln 255
 Hohentwiel 255 f.
 Hohenzollern 226, 238
 Hohe Acht 292
 Hohe Eifel 293
 Hoher Fierstamm 376
 Hohes Rad 356
 Hohe Rhön i. Rhön 5
 Hoher Schneeberg 354
 Hohe Venn 265
 Hohenst 161
 Hohenkönigsburg 190
 Hohne 327
 Hohnack 176
 Hohnstein (Sachsen) 355
 Hohnwald 184, 186, 187
 Hölental 150 ff.
 Höltsfeld 250
 Höltsfeld 154
 Holzhausen (Lippe) 315
 Holzmaar 299
 Holzmaden 230
 Homburg v. d. H. 305, 306
 Hönne 275
 Horn 308, 315
 Hornisgrünbe 147, 166
 Hötting 121
 Hörnle 238
 Hovenegg 255
 Hubichstein 324
 Hügge 309, 310
 Hülfetten 162
 Hühnberg 342
 Hundsrücken 181, 268
 Hüttsche 299
 Hüttenrode 330
 Huzberg 309
 Haywald 332

Jachenhausen 247
 Jakobberg 309
 Jasmund 33 ff.
 Jäbenbüren 285, 309, 310
 Jberg 282, 323 f.
 Jberst 165

Jburg 314
 Jdar 262
 Jenbach 122, 123
 Jfeld 333, 334
 Jmenau 340 ff.
 Jnenburg 326, 330, 331
 Jnenstein 327
 Jmmendingen 310
 Jndebeden 286
 Jnnerstetal 324
 Jnnsbruck 109, 121, 123
 Jnnsbrucker Mittelgeb. 122
 Jnowrazlaw 25
 Joachimskopf 330
 Joachimstal 50, 74, 81
 Jjartal 2, 112 f. 118
 Jjergebirge 13
 Jjerkämme 356
 Jjerlohn 275, 277
 Jjermie 356
 Jjsteiner Klog 125, 127, 160
 Jjth 317 f.
 Jjdenhutplan 183, 184
 Jjulierpaß 124
 Jjusi bei Mezingen 252

Kahleberg 320
 Kahler Wasen 180
 Kahnstein 311, 318
 Kaiserlautern 197
 Kaiserstuhl 141 ff., 162
 Kalenberg 300
 Kalmit 197
 Kaltenbach 199
 Kamillenberg 293
 Kammerberg 341
 Kammin 30
 Kapellenberg (Zickelgeb.) 350
 Käsegrotte bei Bad Vert-
 rich 299
 Kasselberg bei Pelm 299,
 305
 Katharinaberg 352
 Kagenberg 191
 Kagenbuckel 206
 Kagenstein b. Osterode 336
 Keilberg 351
 Kelheim 247, 250
 Kellerwald 267, 330
 Kemnigstamm 357
 Kerianton 172
 Kidelhahn 341
 Kieler Föhrde 89, 90
 Kinzig 162
 Kirchheimbolanden 263
 Kirchseeon 217
 Kirchsteig 155
 Kirchgarten 149
 Kirn 262, 266
 Klausal 320, 324, 325
 Klausaler Hochebene 320
 Klein-Kemz 125
 Kleine Kyll 301
 Kleine Schneegrube 358
 Kleine Sturmhaupe 356
 Kleiner Teich 358
 Kleiner Thuring. Wald 344
 Klinge 71

Klinkerbrunnen 336
 Klosterberg 253
 Klostergrab 352
 Klosterholz 330
 Klus bei Goslar 332, 333
 Klus bei Halberstadt 332
 Klüt 311
 Koblenz 271
 Koburg 224
 Kolbenkamm 356
 Konderwald 271
 Königsberg b. Goslar 321
 Königsberg bei Wolfsstein 260
 Königstein (Sachsen) 355
 Königstein (Taunus) 266
 Königstuhl 205
 Königswinter 302
 Kopitz 352
 Koppenbrügge 318
 Kortofisch 357
 Kornberg 349
 Köfseine 348 ff.
 Kötterberg 311
 Kraichgau 196, 205
 Krefeld 288
 Kreuznach 262 f., 305
 Krontal 306
 Krutter Ofen 293, 294, 297
 Kuffstein 109, 123
 Kühlsbrunnen 302
 Kulmbach 224
 Kunktsöpfe 293
 Kul 261, 262
 Kyffhäuser 14, 336, 339
 Kylltal 299, 300, 305

Laacher Kopf 294
 Laacher See 265, 293 ff.
 Laacher Vulkangebiet
 293 ff., 302
 Lac de Blancheimer 180
 Lammersdorf 265
 Landeshäuser Ramm 356
 Langelsheim 331, 332
 Langen 135
 Langenberg (Harz) 332, 333
 Langenberg (Vogesen) 192
 Langenbrücken im Kraich-
 gau 194
 Langenweier 199
 Latdorf 45
 Laubachtal b. Koblenz 271
 Lauenau 312
 Laufenburg 148
 Laufitzer Gebirge 12
 Lautental 321, 324, 325
 Lebach 261, 262
 Leberau 171
 Lehesten 347
 Leiningen 197
 Leipzig 57, 62
 Lemgoer Markt 311
 Lenzkirch 156, 158
 Leubach 322
 Letmathe 289
 Lensberg 165
 Lichterfelde 41
 Liebenstein 340, 343

Liepe 74
 Lilienstein 342, 352
 Limburger Beden 286
 Limburg am Kaiserstuhl
 143, 144
 Lindenberg (Harz) 330
 Lippemulde 291
 Lippischer Wald 308, 314,
 315, 316
 Lobenstein 345 f.
 Lohjann 126
 Lohengründe 240
 Lochenstein 238
 Lohrberg 302
 Lorelei 168 f.
 Losheimer Wald 293
 Löwenburg 302
 Lübeck 58, 86, 90
 Lübbtheen 24
 Ludwigschütte 329
 Lühden 314
 Lühden Klippen 309, 311
 Lüneburg 348 f.
 Lüneburg (Hochfeld) 185
 Lüneburg 28, 32
 Lüttich 285
 Luziberg 203

Mädeliewiese 355
 Madusee 90, 94
 Mägdeberg 255
 Magdeburg 83, 307
 Mägdesprung 330
 Maifeld 293
 Main 135, 215
 Mainz 131
 Manderscheid 300
 Manebach 341
 Mannheim 135
 Mansfeld 335
 Marienberg 352
 Marienwerder 85
 Markkirch 168 ff.
 Marktrich 33
 Maur bei Heidelberg 138
 Mauseberg 299
 Meerfelder Maar 301
 Meinberg 317
 Meiseberg 330
 Meißner 355
 Meißner 9
 Melibokus 202, 203
 Melzgergrund 358
 Memel 30
 Menzschwand 158
 Mergentheim 213
 Messel 203
 Meßeral 177 f.
 Michaelstein 330
 Michelbach 207
 Miesbach 97, 99
 Miesheim 195
 Mittagstein 356
 Mittelberg bei Ruhla 341
 Mittlerer Fierstamm 356
 Möben 35
 Moltkefelsen 357
 Mönchgut 33
 Mönchstein 311

Moosnet 286
 Mönsheim 244
 Mörschwil 120
 Morjunktiff 59
 Morjenberg 293, 300 f.
 Muggendorf 246
 Mülhausen 125
 Mummelsee 167
 Münchberg 349
 München 96, 114, 116
 Münchener Hochebene 112
 Mündler 312
 Münster a. Stein 262, 305
 Münsterländer Kreide-
 becken 292
 Münsterthal 190
 Munterlei 274, 300
 Münsenberg 131
 Murgtal 148, 149
 Mutigfels 191

 Namur 285
 Nattheim 241
 Naunheim 305, 306
 Nedar 141, 205
 Nellenköpchen bei Ehren-
 breitenstein 270 f.
 Neundorf 313
 Nentershausen 344
 Nettetal 293, 295
 Nege 85
 Neufertig 331
 Neuenahr 305
 Neuhöfen 255
 Neufölln 69
 Neunkirchen 260
 Neunkirchner Höhe 202
 Neunkirchstein 184
 Neustadt (Sardt) 200
 Neustadt a. Neunkirch 341
 Neustadt i. Schwarzw. 155
 Neustadt a. d. Wied 303
 Nickenich 297
 Niede 188
 Niederbrunn 200
 Niddergrund 354
 Niedermendig 294
 Niedernau 214
 Niederrad 134
 Niederheinißches Schiefer-
 gebirge 8
 Niederrotweil 144
 Niederheinißch-westfäl.
 Industriebezirk 288 ff.
 Niederichleßisches Stei-
 ngebirge 359
 Niederichdona 352
 Niederjelters 305
 Nierstein 128, 129
 Nimberg 162
 Nonnenfromberg 303
 Norberg 321
 Nördlingen 8
 Nossen 352
 Nürnberg 292
 Nürnberg 224
 Nürtingen 226
 Nußplingen 244, 246, 249
 Nußhardt 349

Nütterden 59
 Oberburbach 181, 182
 Oberhof 342
 Oberkirchberg 104
 Oberlahnstein 271
 Oberlausitzer Braunkohlen-
 gebirge 78
 Obermünsterthal 158
 Oberpösta 352, 355
 Oberh. Gebirgshöft. 146
 Oberh. Tiefebene 124 ff.
 Oberjasshausen 144
 Oberjelsch 283
 Oberjulenberg 322
 Oberstein 262
 Odrabruch 310
 Ochsenhausen 210
 Ochsenkopf 349
 Odenwald 4, 5, 140, 193
 200 ff., 207
 Oder 84, 88
 Odilienberg 189
 Odenhausen 72
 Odenühle 302
 Offenburger 162
 Ohre 83
 Ofertal 327
 Olbe Höhe Brunnen 27
 Offenbach 271, 279
 Öningen 104 f., 252, 255
 Öje 275, 289
 Ösnabrück 285, 309, 310
 Ösning 309, 311, 313,
 314, 315, 316
 Österröde 322, 324, 333, 336
 Österröde 309, 313
 Östsee 86, 88 f.
 Östberg 207
 Oederborner Hocheb. 315
 Paffrath 275
 Pansfelde 330
 Papenau 300
 Paldenburg 309
 Paffau 19
 Paffhofel 109
 Pechelbrunn 125
 Peißenberg 97, 99
 Pelleng 297
 Penzberg 99
 Petermit 183
 Petersberg bei Goslar
 332, 333
 Petersberg (Siebengeb.)
 303
 Petersdorf 75
 Peger 358
 Pfaffenstein 353, 355
 Pfaffenweien 255
 Pfahl 19
 Pfälzer Wald 197 f.
 Pfalpaint 248
 Pfänder 97
 Pfiesberg 309, 310
 Pirnaisens 199
 Pina 66, 352
 Plaidt 293
 Planchwitz 347
 Polle 311, 317

Polsterberg 322
 Porta 309, 311, 312
 Posen 57, 69
 Pöbmed 342
 Pottenstein 246
 Präg 159
 Prebischtor 355
 Prümmer Mulde 280
 Pulvermaar 299
 Pyrmont 310, 311, 317

 Quablinburg 332, 333
 Quakenloß 246

 Rabenlopf 321
 Rabowklippe 323
 Radautal 328
 Ramberg 326, 329 f.
 Rammelsberg 321, 322
 Rappennau 213
 Ratingen 288, 303
 Raubichloß 355
 Raubermühle bei Plaidt
 293
 Ravennaßchlucht 150
 Ravensberg 334
 Regensburg 250, 251
 Regenstein 332, 333
 Rehberg 308
 Rehburg 313
 Rehorngebirge 356
 Rehren 314
 Reichensteiner Gebirge 14
 Reisträger 356
 Reiberg 175, 179
 Reichenhain 352
 Reuth 349
 Rheinfelden 159
 Rheingrafenstein 262
 Rhein. Schiefergeb. 257 ff.
 Rheintopf 179, 180
 Rheus 305
 Rhön 9 f.
 Rhön, Höhe 5
 Riedelsdorf 335
 Ries 8, 253
 Riefenburg 246
 Riefengebirge 13, 355 ff.
 Riefengrund 359
 Rimbach 183
 Rindalphorn 97
 Ringbühllopf 176
 Ringsheim 162
 Rippoldsau 167
 Rirsdorf 69
 Rocroi 266
 Roderberg 301 f.
 Roding 250
 Rödinghauser Berg 310
 Roggenadel bei Weislin-
 gen 240
 Rolandsed 301
 Römerberg 299
 Römerstein 336
 Romkerhall 322, 323, 329
 Rosenheimer See 117
 Roßtrappe 329
 Roteberg 294
 Rotenburg (Ryßhäuser) 338

Rote Wand bei Stutt-
 gart 222
 Rothül 182
 Rott (Siebengebirge) 303
 Rottenburg 214
 Rübeland 330
 Rüdersdorf 28 f., 63
 Rugard 33
 Rügen 32, 33 ff.
 Ruhla 11
 Ruhrkohlenbecken 288 ff.
 Rumpelsberg 341

 Saalburg 347
 Saalfeld 62, 345
 Saalfeld 335, 342, 345,
 347
 Saarbrücken 260
 Saar-Nahebecken 6, 257 ff.
 Sachja 333
 Sackenstein 336
 Sächsisches Mittelgeb. 11
 Sächs. Schweiz 12, 352 ff.
 Säckingen 159
 Salzbürger Kalkalpen 19
 Salzgitter 332
 Salzhausen 131
 Salzwoog 199
 Samland 46
 Sandebeck 317
 Saßnitz 33, 38
 Sauerland 275, 278, 281,
 283
 Schafberg 310
 Schallensmehrer Maar 299
 Schaller Teich 321
 Schalfsburg 238
 Scharsenstein (Sarz) 329
 Scharrachberg 196
 Schauenlopf 167
 Scherfensteig 330
 Schreienlechtenmoos 156
 Schelingen 144, 145, 201
 Schinzenzell 151
 Schienerberg 104
 Schierke 327
 Schießrotied 177
 Schindelflamm 164
 Schirmed 187, 188
 Schlangenbad 305
 Schleiz 346
 Schleswig-Polstein 58
 Schlenningen 344
 Schluchsee 155
 Schlucht (Vogesen) 176
 Schmiedeberg 356 f.
 Schmiedefeld (Thür.) 344
 Schmittheim 245
 Schneeberg bei Freiburg
 161
 Schneeberg (Sächsisches
 Schweiz) 348
 Schneeberg (Vogesen) 192
 Schneegruben (Riefengeb.)
 358
 Schneeloop 342
 Schneefoppe 13, 355 f.
 Schneidemüllerslopf 341
 Schneifel 271, 293

- Schönan 158 f.
 Schönbach b. Freiburg 161
 Schorheide 87
 Schriesheim 204
 Schüßelfammer 347
 Schulan 71
 Schwaben bei Erding 117
 Schwäbisch-bayrische Hoch-
 ebene 96
 Schwäbische Alb 7 f.
 Schwabenberger Wald 311
 Schwarzwald 346
 Schwarzer See 178, 175
 Schwarzwald 4, 146 ff.,
 168
 Schwengskopf 330
 Schulan 91
 Schulanburg 325
 Sedan 266
 Seebach 155
 Segeberger Kalkberg 24
 Seidenbacher Höhe 202
 Seligenstadt 134
 Selter 318
 Senftenberger Braunkoh-
 lenlager 53
 Senne 66, 309
 Sieben Berge 17, 317
 Siebengebirge 301, 302 f.
 Sieben Gründe 356
 Sigmaringen 210
 Singhofen 270
 Sitt 28
 Soden am Taunus 305 f.
 Soldatenberge 75
 Solnhofen 244, 249, 250
 Sonnenjoch 20
 Sontra 344
 Soden a. d. Werra
 Sophienhöhe 246
 Spa 265
 Speier 23
 Sperenberg 25
 Speßburg 186
 Speßart 5, 193, 206 ff.
 Spindelmühle 356
 Spitzberg 322
 Spitzköpfe (Vogesen) 177
 Spremlingen 204
 Springe 312
 Stabe 24
 Stadthagen 314
 Stadthill 298
 Stadtprozelten 208
 Staffelsheim 234, 236
 St. Amarin 180
 Stargard 77
 Stahfurt 336 f.
 Stausen (Siegau) 255
 St. Idler Pfahöhe 171 f.
 Steigerwald 223 f.
 Steinachtal (Thür.) 345
 Steinberg bei Goslar 321
 Steinheid 342
 Steinheimer Becken 252 ff.
 Sternsee 173
- Stettin 50
 St. Jakob a. d. Birz 121
 St. Ingbert 197
 Stodheim 9—
 Stolzenhagen 77
 Storchkopf 181
 St. Philipp 169
 Streitberg 245
 Strelajund 85
 Stubbenhammer 33
 Stuißen 97
 Sturmheide 342
 Stuttgart 220, 221, 222
 Sudeten 13, 66, 318
 Sudmerberg 333
 Sulzbach 193
 Sulzer Weiden 176, 181
 Sulzer See 175
 Sulzer See 176
 Sulz unterm Wald 125
 Sundwig 275
 Sümtel 309
 Suhl 59
- Tafelfichte 356
 Tal bei Ruhla 340 ff.
 Tambach 342
 Tanne 331
 Taubach 36, 72
 Taubenklangfelsen 175
 Taunus 266 ff.
 Taunusfamm 267, 268
 Teinachtal 149
 Teufelsgraben 112
 Teufelsmauer (Harz) 333
 Teutoburger Wald 15,
 307 ff., 316
 Thale 330, 333
 Thannet 40 f.
 Thann 181, 182
 Thiede 87
 Tholey 260
 Thorn 84
 Thumfuhlental 327
 Thüringer Schieferplateau
 345
 Thüringer Wald 10, 16,
 258, 339 ff.
 Thurtal 178
 Titisee 153, 154
 Tölz 98, 99
 Tonna 347
 Tönnig 2
 Torfhaus 326
 Tournai 285
 Trebur 141
 Trier 264, 272
 Trusental 343
 Tübingen 223
 Tüchersfeld 246
 Tumberg 142, 162
 Türgestell bei Urmatt 191
 Tuttilingen 243
- Ueberlingersee 101
 Uhrde 336
- Ulm 102
 Ulmer Buch 104
 Ungersberg 190
 Unterharz 330 ff.
 Untertürkheim 104
 Untermünstertal 158 f.
 Urbeiz 185
 Urmatt 190 f.
 Urdom 85
 Ugnach 120
- Varnhalt 165
 Veitshöchheim 216
 Veitshof 293, 294
 Velmersdorf 308
 Venlo 288
 Veßer 349
 Vienenburg 332
 Vittorshöhe 329
 Vinsebeck 317
 Vise 285
 Vogelsberg 9, 131
 Vogelen 4, 168 ff.
 Vögelsheim 160
 Vogler 317
 Vogtsburg 144
 Vologne 176
 Vorbrud 187
 Vorderfeld 293, 298, 299
 Vorpessart 6, 206 ff.
- Wachenberg bei Weinheim
 204
 Wadenbachthal 188
 Waischenfeld 246
 Waldbüchelheim 127
 Waldenburger Becken 13
 Waldmichelbach 205
 Waldstein 348 f.
 Wallerstein im Ries 253
 Wangenboden 300
 Warburg 307
 Warrstedt 333
 Warthe 85
 Wasselnheim 192
 Wasseralfingen 234
 Warweiler 271
 Weddersleben 333
 Wehrer Kessel 295
 Weichsel 85
 Weida 346 f.
 Weilburg 277
 Weisertal 184
 Weilheim 123
 Weinbölla 355
 Weinfelder Maar 299
 Weinberg bei Goslar 321
 Weinheim 204
 Weinsberg 223
 Weissenau 131 f.
 Weissenburg (Els.) 125, 195
 Weisenfels 63
 Weisenstadt 350
 Weisenheim b. Harz 332
 Weisenstein bei Stamm-
 bach 349
- Weiher See 173 ff.
 Wendefurt 329
 Wendtal 243
 Werbellinsee 81
 Werder 68
 Werentweg 242 f.
 Wernfeld 216
 Wernigerode 330, 333
 Wefergebirge 307, 309
 Weferfette 17
 Weisertal 310
 Weßel 85
 Weßerburg 303, 304
 Weßerregeln 87
 Weßf. Pforte 309, 311
 Weßerwald 303 f.
 Wetterau 257
 Weßikon 119
 Weglar 276, 277
 Wehengebirge 307, 317
 Wiesbaden 131, 266, 305
 Weise 158 f.
 Wildemann 324, 325
 Wildkirchshöhe 122
 Wildsee bei Wildbad 165
 Wildungen 267, 278, 279,
 283
 Winterberg 323 f.
 Winterstein 341
 Wischer Tal 188, 191
 Wissenbach 278
 Wissower Klinken 33 ff.,
 39
 Witte Klif 27, 28
 Wittekindenberg 309
 Wittekindquelle 310
 Wittener Mulde 291
 Wittlich 264, 271
 Wittow 33
 Wöhrden 58
 Wolfshagen 321
 Wolfstein 260, 263
 Wolfenburger 302
 Wollin 85
 Wörth 196
 Wunfiedel 348 ff.
 Wurmrevier 286
 Wurmfatal 178
 Wurmtal 112
 Würzburg 140, 216
 Würzelsheim 176
- Yburg 165
- Zabern 188, 193 f.
 Zadenfamm 357
 Zähringen 162
 Zandt 249
 Zätsche 352
 Ziegenrücken 357
 Zittau 355
 Zölschshöhe 358
 Zollern 234
 Zorge 330
 Zwickau 11
 Zwingenberg 203

Das Leben der Pflanze

Erste
Autoren



Prächtige
Bilder

Fächerhüllen des Blasenstrauchs (*Colutea arborescens*).
Die vorderste ist geöffnet, die Samen sind noch nicht reif.

Ein Gesamtbild des botanischen Wissens:

Das Pflanzenleben Deutschlands und seiner
Nachbarländer. Floristische Lebensbilder.
Pflanzen-Entwicklungsgeschichte. Pflanzen-
geographie. Pflanzenwelt der Tropen. Die
Pflanzen und der Mensch

Für jeden Naturfreund

Franch'sche Verlagshandlung, Stuttgart

Was das Werk will:

Der Zweck und die Aufgabe dieses groß angelegten Werkes, bei dessen Ausarbeitung den Herausgebern ein Stab hervorragender Künstler und wissenschaftlich gebildeter Photographen zur Seite stand, läßt sich mit einem treffenden Schlagwort dahin zusammenfassen, daß es ein gleichwertiges Seitenstück zu Brehms klassisch zu nennendem „Tierleben“ darstellen soll. Das „Leben der Pflanze“ ist die erste Botanik, die mehr bietet als bloße Systematik und Physiologie und damit eine oft empfundene Lücke ausfüllt, wie es zugleich den von vielen gehegten Irrtum beseitigt, die Pflanzenkunde sei eine trockene oder nur eine für den fachmännisch Vorgebildeten verständliche Wissenschaft. Die neuesten Fortschritte der Naturwissenschaften haben uns beide Reiche des Lebens als einheitlich und den gleichen allgemeinen Gesetzen gehorchend kennen gelehrt. So behandeln die rühmlichst bekannten Mitarbeiter das Pflanzenleben als Glied im großen Kreise der Natur und in innigstem Zusammenhang mit dem Tierleben. Pflanzen und Tiere verkörpern nur verschiedene Stufen des Lebens, beide sind Ausdrucksformen der lebendigen Kräfte und treten uns, weil allgemeiner Bildung durch die Vertiefung und Erweiterung ihres Naturerkennens! Der Grundsatz „Wissen ist Macht“ darf heute wohl als allgemein anerkannt gelten, und in diesem Werk wird das ganze moderne Wissen über die eine große und so ungemein anziehende Hälfte der lebenden Natur dargeboten.



Anpassung von
Früchten an die
Verbreitung
durch den Wind.

sie in steter Wechselwirkung stehen, in der Natur immer zusammen entgegen; die Ursachen und Folgen dieser Wechselwirkung werden in dem Werke in anziehendster Weise gemeinverständlich dargestellt. Die Pflanzenwelt hat aber auch tausenderlei Beziehungen zu dem Menschen und zu unserer Kultur gewonnen, die hier ihrer ganzen Bedeutung nach ans Licht gerückt werden. In erster Linie mag dieser „Pflanzen-Brehm“ allen Pflanzen- und Naturfreunden, sowie den Lehrern empfohlen sein; ferner werden Land- und Forstwirte, Gärtner und Insekten-sammler, sowie Wanderer und Kolonisten ihn mit großem Nutzen lesen, wie er endlich auch Ärzten und Apothekern, allen Angehörigen der Nahrungsmittelbranche, Künstlern und Kunstfreunden, Kunstgewerbetreibenden usw. willkommen sein dürfte. Abgesehen aber von der Belehrung und dem Nutzen für alle berufsmäßig mit der Pflanzenwelt Beschäftigten wird das in so mancher Hinsicht ganz neue Bahnen einschlagende und selbständige Forschungen in sich schließende Werk allen Lesern ohne Unterschied eine unerschöpfliche Quelle geistigen Genußes sein, ein mächtiges Förderungsmittel

„Das Leben der Pflanze“ umfaßt 8 Bände

Jeder Band enthält Hunderte von Bildern nach Naturaufnahmen
und Originalzeichnungen und über 20 schwarze und farbige Tafeln

In Halbleder geb. jeder Band M 15.— (R 18.—, Fr 20.25)

Urteile über das Werk:



Eichenstamm mit der charakteristischen Vorkenzerklüftung. (Nach einer Studie von Remi van Saanen im Wiener Hofmuseum.)

Das schöne Buch ist allgemein verständlich und doch gründlich; es ist daneben auch in höherem Sinne interessant, indem es dem Leser eine Welt von Vorgängen im Leben der Pflanzenwelt enthüllt, von der der Laie durchgängig keine Ahnung hat. Auch die vortreffliche Illustrierung durch farbige wie schwarze Tafeln und zahlreiche Holzschnitte verleiht dem Studium des Buches einen eigentümlichen Reiz. — Wer die beiden ersten, im vorigen Jahre erschienenen Bände von Francés Leben der Pflanze zu Gesicht bekommen, wird sie mit großem Interesse gelesen haben. Behandeln sie doch das Pflanzenleben in einer so fesselnden Weise, daß ihre Lektüre für den Naturfreund einen wahren Genuß bildet.

Kölnische Zeitung.

Ich wüßte für einen Naturfreund keine schönere Gabe als dieses Buch, dessen Lektüre ich besonders auch dem gebildeten Forstmanne sehr warm empfehlen möchte.

Deutsche Forst-Zeitung.

Es ist mehr als Klassifizierung und trockene Beschreibung, die uns der Verfasser bietet; planmäßig geht er auf die inneren Vorgänge, auf das Leben, auf die Beziehungen der Pflanzen zum Menschen und der Kultur, sowie auf die innere Gesetzmäßigkeit ein und errichtet hiermit einen Aufbau, in dem sich nicht allein der Naturfreund, sondern jeder, der ihm näher tritt, bald wohl und heimlich finden wird.

Pädagogische Warte.

Inhalt des 1. und 2. Bandes:

R. H. Francés:

Das Pflanzenleben Deutschlands und seiner Nachbarländer.

1. Band: Die Ursachen der Pflanzengestalten. — Die Anpassung an das Lebensganze. — Die Flora Deutschlands und seiner Nachbarländer. —

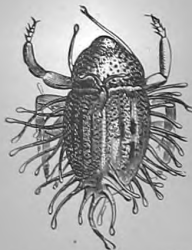
2. Band: Das Leben der Ursubstanz. — Bau und Leben der Zellstaaten.

Nachweis der Entstehung von Sauerstoff durch die Assimilation der Wasserpflanze.



Verwesungspflanzen von R. H. Francé.

(Probe aus dem 1. Bande)



Der Pilz *Stilbum* nährt sich vom dem Käfer, in dem seine Saugfäden wurzeln.

Die ganze vielfarbige, goldig-grüne, braune, amethystfarbene, bläuliche und ziegelrote Pflanzengesellschaft, die jedes Gewässer bevölkert, sei es nun eine nur knietiefe Jauchenspfüze, eine Regenrinne auf schmutziger Dorfstraße, ein Graben längs der Landstraße, ein braunschimmernder Sümpfel im Moor, ein stiller Nebenarm des Flusses oder eine brütende Seebucht, die Tausende von Organismen, die dort umhervimmeln und von denen wir nur deshalb so wenig wissen, weil wir 20 000 mal größer sind als sie — sie alle verzehren mehr oder minder die Verwesungsfstoffe, mit denen der Abfall jedes Tages die Gewässer sättigt.

Der Pilzforscher wird uns darüber belehren, daß Wald, Wiese und Feld ebenso erfüllt sind von Myriaden der abenteuerlichsten Wesen. Da gibt es Nässe, Früchte wie Äpfel oder Birnen, Kürbisse und Beeren, wunderbar verästelte Ge-weihe, Reulen und Spieße, ganze Wälder und Rasen der schönsten Gewächse; die einen wie Palmen geformt, die andern wie Schachtelhalme oder wie sonst gar nicht mehr vorhandene Pflanzen, lange, schlanke Schäfte, die Schellen tragen oder Zitronen,

merkwürdige Pinsel und Beien, die aus lauter winzigen Perlen zusammengefaßt sind. Ein Blatt kann davon einen Urwald beherbergen, so klein sind sie, und in einem Quadratmeter Waldboden, der mit verwesendem Unrat bedeckt ist, leben so viele und so vielerlei von ihnen, daß man Monate brauchen kann, um sie und ihre Lebensgewohnheiten alle kennen zu lernen. Mancher verwendet ja sein ganzes Leben darauf, und noch hat er der Wunder Menge nicht erschöpft. Ein Teil dieser Schimmel und Pilze lebt parasitisch, der überwiegende Teil aber ist saprophyt und hilft die Erde von den unbrauchbaren Verwesungsfstoffen säubern. Was eine Gruppe von Verwesungspflanzen (Saprophyten), nämlich die Hutpilze, dadurch für das Leben des Waldes bedeutet, das habe ich versucht, im Humuskapitel dieses Buches klarzulegen. Über den Pilzen und Algen steht dann noch ein drittes Stockwerk lebenden Seins, die Moose und Bärlappe und manche Farne, die als Teppich und Rasen und Gebüsch, schwach im einzelnen, groß in der Gesamtwirkung, ebenfalls teilnehmen an der reichlichen Mahlzeit, die der Tod dem Leben bereitet.

Von dieser Mahlzeit naschen auch noch die Waldblumen und das vielfältige Gesträut des Forstes. Im Nadelwald sind es die Herden des Wintergrüns (*Pirola*), im Buchenwald die Zahnwurzarten (*Dentaria*), auf der Wiese, namentlich hoch oben, wo das Leben ohnedies schwieriger wird, viele Gräser, besonders das scharfe Borstengras (*Nardus*), der Bitterling (*Polygala*), die Enziane (*Gentiana*), Glockenblumen und Weilschen. Auch manche Aнемone, Bergnelke und Primel findet sich ein, Seggen und Simsen können diese Beihilfe brauchen und vor allem die Orchideen in ihrer großen Mannigfaltigkeit, unter denen es geradezu Virtuosen in der Verwertung der Noderstoffe gibt. In dem Duster tiefer Nadelwälder ducken sich blasse, wie tränklich aussehende Pflänzchen, die Vogelnefnachäffer der Mimikrysten (*Neottia nida avis*) und *Listera*, *Platanthera*, *Goodyera*, *Coralliorhiza*, *Cephalanthera* und viele andere schöne Fundstücke der Orchideenliebhaber.

Man kann also wahrlich nicht behaupten, die Pflanzen seien exklusiv. Wo sich nur halbwegs eine Möglichkeit zum Leben bietet, stellen sie sich ein. Sie wandern überall hin. Die Extremite einer vorbeiziehenden Herde sind ein Paradies für die Pilze; faulende Federn eines vermodernden Raubvogels, eine Insektenleiche, eine ins Wasser gefallene Fliege geben einigen der zartesten Pflänzchen erwünschte Gelegenheit, ins Leben einzutreten. Die toten Insekten haben ihre besondere Flora, die langstenglig sich auf ihnen breit macht (siehe obenstehende Abbildung) und auch mit dem geringsten Rest organischer Substanz als Nahrung vortrieb nimmt. Ist diese verzehrt, dann heißt es sterben.

Die Pflanze ist fogar so bescheiden, daß es ihr manchmal mehr auf den Lebensplatz ankommt und sie es dem gütigen Zufall überläßt, sie zu ernähren. Es gibt eine große Anzahl von solchen Gewächsen, die, weil sie auf einem auffälligen Platze stehen, meist auch zur Physiognomie des Vegetationsbildes wesentlich beitragen.



Eine Zelle der
Süßwasserfalte
Ophiocytium majus.

Inhalt des 3. und 4. Bandes:

R. H. Francé:

Floristische Lebensbilder, eine lebensvolle Darstellung aller wichtigen mitteleuropäischen Gewächse von den Bakterien bis zu den Baumriesen.

1. und 2. Abteilung:

Bd. 3: Naturgeschichte d. Algen, Pilze u. Moose. Bd. 4: Das Leben der Farne, die Blütepflanzen, die bedecktsamigen Blütepflanzen, die zweikeimblättrigen Pflanzen.

Linse, Erbse und Bohne von Dr. Ald. Roelsch.

(Probe aus dem 5. Bande)

Ich brauche nur die Namen zu nennen, und jeder erinnert sich an eine Gelegenheit, bei der ihm diese Pflanzen schon einmal schwer zu schaffen gemacht haben. Die meisten werden zurückdenken an ihre Kindzeit, wo ihnen diese Gerichte einfach ein Greuel waren. Wenn man hungrig von der Schule nach Hause kam, und es noch im Hausgang nach Linsen oder ausgebrockelten Bohnen, so hing man still, aber wild seinen Rängen ans Red, stahl noch rasch ein Stück Brot aus der Lade, schlang es heimlich hinunter und fing schon bei der Suppe an, eine unbegreifliche Appetitlosigkeit zur Schau zu tragen, nur damit man nachher die Linsen um so unauffälliger ablehnen konnte.

Ein anderer denkt an „die fromme Helene“, und daß es einst für ihn einige Ferientage gegeben hat, wo er gleich dem Studiosus Friz gern in die Bohnen ging, weil es zwischen den hohen Stauden außer den grünen Schäfen noch andere zarte Dinge zu zupfen gab. Sofern aber die Knaben und Mädchen von damals heute erwachsen sind, wird sich ihr Urteil gründlich geändert haben. Sie werden Linsen, Erbsen und Bohnen nicht nur schätzen, weil die Chemiker so erstaunlich hohe Eiweiß-, Stärke- und Fettprocente herausgerechnet haben, daß man bei dem bloßen Gedanken an die Energiequalitäten, die man sich mit jedem Mundvoll dieser Früchte einverleibt, und bei der Vorstellung der Heldentaten, die man mit Hilfe dieser Energie noch ausführen wird, ordentlich Hochachtung vor sich selber bekommt, — sondern man wird auch wissen, daß ein gut zubereitetes Bohnen- oder Linsengemüse für den Gaumen ein köstlicher Schleck ist, den man — sofern er einem vorenthalten wird, — rascher vermisst als die üblichen Fleischgerichte.

So ist es denn gar nicht verwunderlich, daß Erbsen, Linsen und Bohnen zu den Pflanzen gehören, die der Jugend verdrießlich sind und in jedem Buch überschlagen werden, während die Alten gern bei ihnen verweilen, und man ihnen nicht genug davon erzählen kann. Denn es ist erst das Leben, das die Beziehungen zu diesen Gewächsen freundlich gestaltet — vorausgesetzt, daß nicht schon in frühen Schülerjahren ein geschickter Lehrer den vom Magen ausgedehnten Widerwillen zum Verkehr mit diesen Kräutern dadurch zu überwältigen vermocht hat, daß er das rein botanische Interesse weckte und großzog.

Es müßte das jedem Lehrer ein leichtes sein. Es ist ja auch Hochschuldozenten ein leichtes. Soll den Studenten bewiesen werden, daß die Wurzel der Pflanze Säuren ausscheidet, durch die unzugängliche Bodenmineralien aufgeschlossen und wasserunlösliche Salze so umgeformt werden, daß der durch die Saughaare der Wurzeln einziehende Saftstrom sie an sich reißen und dem Gewächs als Nahrung zuführen kann, so nimmt man

seine Zuflucht zur Bohne. Ein Blumentopf wird halb mit Sand gefüllt, auf diesen eine polierte Marmorplatte gelegt (mit der glänzenden Fläche nach oben), und darüber in einer zweiten Lage Sand der Bohnenkeimling versetzt. Nach 14 Tagen hat das Pflänzchen seine Schuldigkeit getan. Da, wo die Wurzelspitzen mit der Platte in Berührung gekommen sind, trägt dieselbe die Fraßspuren der Säuren, mit denen die unterirdischen Organe der Pflanze sich an die Auflösung des Mineralblocks herangemacht haben.



Grupp von Fichtenspargeln (*Monotropa hypopitys*) im Nadelwald. (Aufnahme von J. Hartmann).

Inhalt des 5. Bandes:

Dr. Ald. Roelsch:

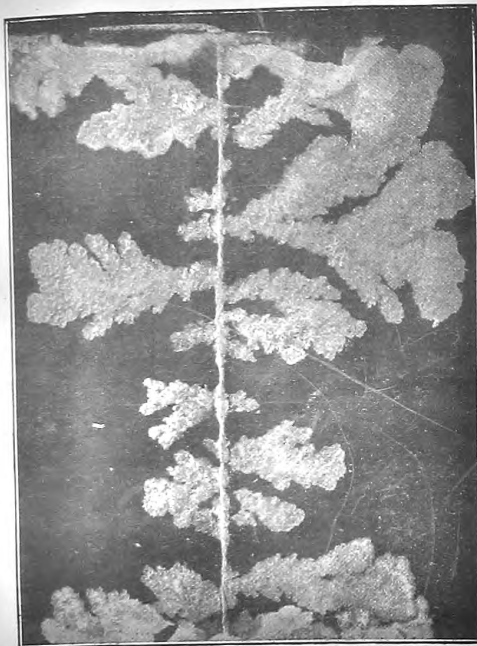
Floristische Lebensbilder, 3. Abteilung.

Die Schmetterlingsblütler, die übrigen Hülsenfrüchtler, die Storchschnabelähnlichen oder Geraniales, die Seifenbaumähnlichen oder Sapindales, die Parietales oder Seitensamigen und die Myrtenblütler, die Schirmblütigen oder Umbellifloren, die Sympetalen oder Verwachsenkronigen, die Gedrehtkronigen oder Contortae, die Subfloren, die Krappähnlichen.

Scheinbar pflanzliche Fossilien von Dr. W. Gothan.

(Probe aus dem 6. Bande)

Bis ins späte Mittelalter hinein war man geneigt, die Fossilien trotz ihrer so unzweideutig sprechenden Formen nicht für Organismen zu halten, sondern mehr für Naturspiele. In der Periode nun, in der man zur richtigen Deutung dieser Reste durchgedrungen war, schlug der vordem bekundete Zweifel ins Gegenteil um, indem man vieles, was einigermaßen organogen oder organismenhaft ausah, als Fossil, als organisches Gebilde ansprach, obwohl es — wie sich später herausstellte — mit solchen oft nicht das mindeste zu tun hatte. Man kann heute bei einer einigermaßen ausführlichen Darstellung der fossilen Pflanzenwelt diese Gebilde nicht umgehen, da zu ihnen gerade Reste aus sehr alten geologischen Perioden gehören, deren Deutung als Organismus, besonders als Pflanzen, zu groben Irrtümern geführt hat.



Künstlicher Dendrit aus Kochsalz, vom Verfasser hergestellt.

Solche Scheinfossilien, Pseudofossilien, wurden mit Vorliebe als Pflanzen angesehen, und dies ist der Grund, weshalb gerade der Paläobotaniker sich mit der Kenntnis dieser Dinge ausführlich beschäftigen muß.

Es kann hier nicht eine vollständige Übersicht gegeben werden über die große Mannigfaltigkeit der Scheinfossilien, es genügt, die Grundzüge kennen zu lernen, nach denen sie entstehen, um auch in Fällen, für die wir hier besondere Beispiele nicht anführen, auf den richtigen Weg gebracht zu werden.

Dendritische Gebilde. Der Name Dendrit (vom griechischen δένδρον Baum) bedeutet soviel wie baum- oder bäumchenähnliches Gebilde. Die Dendriten, die durch die immer gesetzmäßig erfolgende Austrittskristallisation gelöster Mineralien (oder Umsetzungsprodukte dieser) in den feinen, dem bloßen Auge meist unsichtbaren Schichtenfugen der Gesteine entstehen, sind demgemäß rein chemisch-physikalische Bildungen. Allerdings haben sie oft etwas sehr pflanzenähnliches, besonders, wenn eine durch einen ehemaligen Pflanzenstiel oder ein anderes langgestrecktes Gebilde bezeichnete „Infiltrationsspur“ vorhanden ist. Was das heißt, versteht man am leichtesten, wenn man einen Dendriten künstlich nach Analogie der natürlichen Verhältnisse herstellt. Zieht man z. B. einen Bindfaden zwischen zwei aufeinandergelegte Glasplatten durch und hängt die Enden in eine starke Kochsalzlösung, so erhält man bei genügender Fortsetzung des Versuchs (mehrere Monate) zwischen den Platten als „Schichten mit Fuge“ ein schönes dendritisches Gebilde (siehe Abbildung).

Genau nach dieser Analogie sind die Schwefelsiesdendriten aus dem Unterflur von Angers (Normandie) entstanden, die Saporta als „ältesten Farn“ beschrieb. Bei der Gleichförmigkeit der Bedingungen sind in diesen Schichten derartige Dendriten häufig. Gerade wegen der Organismenwelt in so alten und noch älteren Schichten, über die unsere Kunde so spärlich ist, ist natürlich jeder darin gefundene zweifellose Pflanzenrest von allergrößter Wichtigkeit, und darum führt die Verkenennung solcher Gebilde auch gerade in diesem Falle zu sehr schwerwiegenden Irrtümern. Im übrigen zeigen die Dendriten sehr mannigfaltige, oft außerordentlich zierliche Formen, wie z. B. die im Solnhofener Schiefer, die man in allen alten Schriften über Fossilien zahlreich abgebildet findet.

Als Ergänzung zu Francé-Roelofs schließen sich an Band 6—8:

Inhalt des 6. Bandes:

Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt, Pflanzengeographie, Die Pflanzenwelt der Tropen.

I. Entwicklungsgeschichte, von Dr. W. Gothan: Art u. Erhaltung d. fossilen Pflanzenwelt. Scheinbar pflanzl. Fossilien. Geologische Formationen. — II. Pflanzengeographie, von Dr. A. Pilger: Die Vesehlung d. Standortes u. d. Veränderung d. Vegetation. Inseln. Geschichte d. Pflanzengeogr. u. d. Entwicklung ihrer Zweige. Die Pflanzenformationen auf biolog. Grundlage. Entstehung d. Florenreiche. — III. Die Pflanzenwelt der Tropen, von Prof. Dr. S. Winkler: Die f. d. Vegetation wichtigst. Züge d. Tropenklimas. Die Periodizität d. Tropenvegetation. Einfluß d. Bodenverhältnisse. Biotische Faktoren. Charakterformen unter d. tropisch. Pflanzen.

Kautschuk-Verarbeitung zu Gummischuhen von Dr. Grafe. (Probe aus dem 8. Bande)



Ausleisterei und Nachkontrolle von Gummischuhen.

Die ersten sog. Gummischuhe bestanden aus einem einzigen Stück Kautschuk, indem Tonformen von der Gestalt eines Schuhleists mit der Kautschukmilch bestrichen und über dem Feuer getrocknet wurden. Der abgezogene Überzug, der fertige Schuh, war zwar sehr dauerhaft, aber unschön und erzeugte, indem er den Fuß luftdicht abschloß, bald das Gefühl unerträglicher Hitze. Jetzt stellt man die Gummischuhe (mitunter wohl auch ganz ohne Gummi, nur mit schwarz gefärbtem elastischem Firnis) in der Weise her, daß man ein Gewebe mit Kautschuküberzug verseht, gerade hinreichend, das Eindringen von Wasser zu verhindern. Ein ziemlich weitmaschiges Gewebe wird mit einer sehr dünnen Lage von mit Kienruß schwarz gefärbter Weichgummimasse überzogen, aus diesem Stoff mit Blechschablonen alle Teile herausgeschnitten, welche den Schuh bilden sollen, und diese mit Kautschuklösung über eisernen Leisten zusammengeklebt. Die Sohle wird aus einer dickeren Platte dargestellt und mit Hilfe besonderer Kalandre verfertigt. Dann werden die Schuhe mit Asphaltfirnis schön glänzend gemacht, ev. im Oberleder mit kleinen Ventilationslöchern versehen und mit den Leisten in den Vulkanisieröfen gefahren, große Räume mit Fassungsraum für einige Tausend Schuhe. Die eisernen Türen werden fest verschlossen, Dampf zugeleitet und alles über Nacht stehen gelassen, so daß die ganze Tagesproduktion der Fabrik am nächsten Morgen fertig ist und der Ausleisterei und Nachkontrolle unterzogen werden kann (siehe Abbildung). Wie umständlich die Erzeugung eines Gummischuhes ist, zeigt schon der Umstand, daß gewöhnliche Schuhe aus acht, hochgeknöpfelte aus siebzehn und die Gummistiefel gar aus 23 Teilen bestehen, die alle verschiedenartig in Anspruch genommen sind und daher in besonderer Weise durch Maschinen- oder Handarbeit hergestellt werden müssen. Wasserdichte Gewebe wurden ursprünglich so hergestellt, daß ein dünnes Kautschukblatt zwischen zwei Geweben durch erhitzte Walzen mit diesen fest verbunden war; dabei drückte sich der weich werdende Kautschuk in alle Poren der Gewebe hinein, sie auf das festeste vereinigend. Freilich waren solche Gewebe äußerst dauerhaft, aber auch sehr dick, schwer und kostspielig. Heute werden wasserdichte Gewebe hauptsächlich durch deren Streichen mit Kautschuklösung hergestellt. Es wird fast ausschließlich reiner, in Naphtha gelöster Parakautschuk mit den üblichen Zusätzen verwendet. Die Lösung befindet sich in einem messerartig zulaufenden Behälter, dem eine Walze vorgesetzt ist und unter welchem der Stoff über Walzen auf endlosen Röhren hinweg gleitet und dabei mit einer dünnen Kautschukschicht bedeckt wird. Dann geht er langsam über geheizte Tische, wo das Lösungsmittel verdunstet.

===== 8seitiger illustrierter Prospekt über Band 7 u. 8 kostenlos. =====

Inhalt des 7. und 8. Bandes:

Die Pflanzen und der Mensch: 1. Abtlg.: Anbau der Nutzpflanzen.

2. Abtlg.: Verwertung der pflanzlichen Produkte.

7. Band: Der Garten, von Gartenbaudirektor W. Lange. — Die Feldwirtschaft, von Prof. Dr. C. Frunwirth. Der Obstbau, von Prof. H. Schulz. — Der Wald, von Prof. Dr. H. Hausrath. — 8. Band: Genussmittelindustrie mit Schokolade-Fabrikation. Techn. wichtige Pflanzenprodukte. Von Privatdoz. Dr. Viktor Grafe. — Nahrungsmittel- und Stärke-Industrie. Von Prof. Dr. S. Fränkel. — Medizinisch wichtige Pflanzenprodukte, Tintenfabrikation, Blumenbinderei, Konservieren frischer Pflanzen, Gewürzindustrie. Von H. Welten. — Textil-Industrie. Von Prof. H. Brüggemann. — Papier und Torf von S. Ferenczi. Holz von Eduard Sieble.



Bergwundklee (*Anthyllis montana*) auf einer steinigcn Jurawiese. (Originalzeichnung von R. Deffinger.)

Bestellschein.

Senden Sie diesen Ausschnitt im offenen 3 Pf.-Kuvert an Ihre Sortimentsbuchhandlung. Nur wenn dieser Bezugsweg auf Schwierigkeiten stößt, wenden Sie sich, bitte, direkt an die Geschäftsstelle d. Kosmos, Stuttgart, Pfisterstr. 5.

Aus dem Verlag der Franch'schen Verlags-
handlung (Kosmos, Gesellschaft der Naturfreunde),
Stuttgart, bestellt d. Unterzeichnete hiermit bei der
Buchhandlung

Das Leben der Pflanze.

Ein Gesamtbild des botanischen Wissens.
Vollständig in 8 Bänden.



Teufelshorn oder Wolfmaus
(Frucht von *Martynia bidens*).

Bd. I/II: R. S. Francé, Das Pflanzenleben Deutschlands und seiner Nachbarländer. Bd. III/IV: R. S. Francé, Floristische Lebensbilder, 1./2. Abtg. Bd. V: Dr. W. Koelsch, Floristische Lebensbilder, 3. Abtg. Bd. VI: Dr. W. Gotthard, Entwicklungsgeichte der Pflanzenwelt — Dr. R. Pilger, Pflanzengeographie und Prof. Dr. S. Winkler, Die Pflanzenwelt der Tropen. Bd. VII/VIII: W. Lange, Prof. Frunwirth, Dr. Grafe u. a., Anbau der Nutzpflanzen und Verwertung der pflanzlichen Produkte.

Jeder Band in Halbleder gebunden zu je M. 15.—, R. 18.—, Fr. 20.25.

Der Betrag geht gleichzeitig an Sie ab, ist jeweils durch Nachnahme zu erheben.

Name:

Adresse:
(genau!)

Stand:

Datum:

Nichtzutreffendes ist durchzustreichen.

Den Käufern des Bandes

Geologie der deutschen Landschaften

von

Lindemann, Die Erde (Band II)

empfehlen wir aufs wärmste die Anschaffung des ersten Bandes:

Geologische Kräfte

408 Seiten, mit 26 teils farbigen Tafeln und 322 Abbildungen

Preis gebunden nur M 9.—

Hier abtrennen

Bestellkarte

Hiermit bestelle ich aus dem Verlag der Franckh'schen Verlagsbuchhandlung, Stuttgart

durch die Buchhandlung von

1 Expl. Lindemann, Die Erde, I. Band

Geologische Kräfte

Preis gebunden M 9.—

Name: Ort:

Datum: Straße:

840
1

