

# GRUNDZÜGE DER GEOLOGIE VON DEUTSCHLAND

VON

W. VON SEIDLITZ

O. PROFESSOR DER GEOLOGIE UND  
PALÄONTOLOGIE AN DER UNIVERSITÄT JENA

MIT 64 ABBILDUNGEN IM TEXT



J E N A  
V E R L A G V O N G U S T A V F I S C H E R  
1 9 3 3

**Alle Rechte vorbehalten**  
Printed in Germany

Druck von Ant. Kämpfe in Jena

## Vorwort.

**K**ann man Wesen und Entwicklung eines Landes völlig verstehen, wenn man den Werdegang seines Bodens nicht kennt? Unser Heimatboden ist so mannigfaltig und zeigt Spuren so vieler einzelner historischer Begebenheiten in seinem Antlitz eingegraben, daß es eines Studiums von mehr als hundert Jahren bedurfte, um die Entstehung seiner Gesteine, seiner Bodenschätze und Landschaftszüge bis in die Tiefe aufzudecken. Auch dort, wo das junge Schwemmland die innere Architektur verdeckt, dringen jetzt Bohrungen und die Apparate physikalischer Feinmessung hinab und suchen exakte Verbindung, wo vordem die sichersten Behauptungen nicht mehr wie Arbeitshypothesen waren.

Nachdem Jahrzehnte lang petrographische und stratigraphische Einzelheiten gesammelt werden mußten, die ihren Niederschlag im geologischen Kartenbild fanden, sind wir jetzt so weit, auch einmal eine Zusammenfassung zu versuchen, die nicht dem Erfahrenen Neues bringen kann, sondern den Lernenden eine Vorstellung geben soll, welches die Grundlagen des Bodens sind, auf dem wir stehen und von dem wir leben. Die deutsche Jugend marschiert, um das Vaterland aufs neue zu erleben und zu erwandern. Da muß sie auch wissen, worauf sie bauen kann. Auf dieses Fundament, das niemals in einem Schema erdgeschichtlicher Tabellen und noch so feingegliederten Kartenblättern sein Genüge finden kann, stützen sich auch Bergbau und Volkswirtschaft. Ja sogar Landes- und Volkskunde, da von der ältesten Urgeschichte an auch die historische Entwicklung des Menschengeschlechtes davon abhängig ist.

Dabei zeigt es sich wie mannigfaltig die geologischen Probleme der heimatlichen Scholle sind, in deren Fragestellung hier ein-

geführt werden soll, so weit sie heute im Mittelpunkt des Interesses stehen. Nicht alle sind gelöst oder schon ganz durchgereift. Dennoch mußte auch auf solche Gedanken eingegangen werden, weil sie die Übersicht und das Verständnis der mutmaßlichen Zusammenhänge erleichtern. Schwer ist es dabei, das sicher Erforschte von dem nur Hypothetischen zu trennen. Gerade in der geologischen Wissenschaft stößt man oft auf diesen Zwiespalt zwischen der technischen Erfahrung und dem in praktischer Aufnahme gewonnenen Material an Einzeldaten einerseits und andererseits dem Wunsch nach theoretischer Deutung und Zusammenfassung. Aufgabe der wissenschaftlichen Forschung ist es aber zeitweilig einen Querschnitt zu ziehen und den Wanderer auch einmal auf einen hohen Gipfel zu führen. Nachdem er mit seinem Hammer die Stufen des Aufstieges geprüft, soll ihm ein Rundblick zeigen, wie unser Vaterland gestaltet ist und wie es geworden. Wenn er dadurch die Erfahrungen, die er sich erwandert oder gesammelt hat, dem Ganzen einzuordnen lernt, so wird er daraus die Anregung zu neuen Studien schöpfen.

Das ist der Gedanke, der diesem Buché zugrunde liegt, dessen Grundzüge als Leitfaden besonders für die Studierenden aller erdverbundenen Wissenschaften gedacht sind, die einen solchen bisher vermißten. Daher kann auch in dem knappen Umfange nichts Neues geboten werden, sondern das altbekannte nur unter neuen Gesichtspunkten geordnet. Leichter wäre die Zusammenstellung in einem mehrbändigen Werke gewesen als in diesem engen Rahmen, in dem nicht mehrere Verfasser sich ergänzen konnten. Trotzdem alles durch das Temperament nur eines Autors und nicht eines Gremiums mit verschiedenen Anschauungen gesehen wurde, wird man aber wohl feststellen, daß es noch nicht gelungen ist, das Material in dem gewünschten Maße in ganz einheitlichem Guß zu verschmelzen. Dazu mußten zu viel Einzelheiten berücksichtigt werden, auch wenn Vollständigkeit weder möglich noch erstrebt war.

Allen recht machen konnte ich es nicht und auch nicht allen lokalen Bedürfnissen entsprechen oder alle Landschaften ganz gleichmäßig behandeln. Auf diese Vorwürfe bin ich gefaßt, da die Aufgabe im heutigen Umfang fast die Kräfte eines Einzelnen übersteigt. Bei der Fülle des Stoffes und dem Umfang des Gebietes mögen auch viele Irrtümer und Versehen unterlaufen sein, die mancher Lokal-

forscher viel leichter richtig stellen kann. Ich bitte deshalb, mir solche freundlichst mitzuteilen; auch sonstige Vorschläge besonders bezüglich der Abbildungen werde ich dankend prüfen.

Schon jetzt habe ich manchen freundlichen Helfern, besonders auch in meinem Institut zu danken. Vor allem Herrn Dr. W. REICHARDT für Hilfe bei der Korrektur und für viele Literaturnachweise; ebenso den Herren Prof. Dr. RÜGER und Prof. Dr. HÄBERLE in Heidelberg und Dr. MEISSER in Jena für den Nachweis von Abbildungen. Auch dem Verleger Herrn Dr. phil., Dr. h. c. h. c. GUSTAV FISCHER haben die Leser zu danken, daß er in großzügiger Weise für die Ausgestaltung des Buches sorgte und sich mit mir bemühte im gewünschten Rahmen den Bedürfnissen der studentischen Benutzer entgegenzukommen.

Jeder Versuch birgt in sich den Keim zu Erfolg wie Mißerfolg. Dennoch sollte er gewagt werden. Ob er nach Sachlage des heutigen Materials noch verfrüht war, wird die Zukunft lehren.

Oberhof, am 21. März 1933.

W. von Seidlitz.

# Inhaltsübersicht.

	Seite
<b>Vorwort</b> . . . . .	III
<b>Inhaltsübersicht</b> . . . . .	VII
<b>Einleitung</b> . . . . .	I
<b>I. Deutschlands Stellung im geologischen Bau Mitteleuropas</b> . . . . .	3
<b>II. Überblick über die Verbreitungsgeschichte der geologischen Formationen Deutschlands</b> . . . . .	11
1. Kristalline Schiefer und Grundgebirge . . . . .	12
2. Die sedimentären Gesteine und ihre Ablagerungsräume im Paläozoikum . . . . .	14
3. Die Ablagerungen des Mesozoikums . . . . .	29
4. Die Ablagerungen des Neozoikums. . . . .	38
5. Die zeitliche und räumliche Verbreitung der eruptiven Gesteine . . . . .	45
6. Die Bodenschätze Deutschlands . . . . .	50
<b>III. Die Entstehung der deutschen Mittelgebirge</b> . . . . .	56
1. Reste des alten Grundgebirges . . . . .	56
2. Kaledonische Faltung . . . . .	57
3. Karbonische Bewegungen . . . . .	59
4. Nachkarbonische Bewegungen . . . . .	65
5. Erschließung des tieferen Untergrundes durch geophysikalische Untersuchungsmethoden . . . . .	72
<b>IV. Der geologische Aufbau Deutschlands</b> . . . . .	80
1. Die Böhmisches Masse und ihre Randgebirge . . . . .	80
2. Die mitteldeutsche Hauptscholle und das saxonische Faltingsgebiet . . . . .	100
3. Das Rheinische Schiefergebirge . . . . .	116
4. Die Randgebirge der Oberrheinischen Tiefebene . . . . .	122
5. Die Mittel- und innerdeutschen Stufenländer . . . . .	131
6. Die mitteldeutschen Vulkangebiete . . . . .	134
7. Die Alpen und ihr Vorland . . . . .	136
8. Das norddeutsche Flachland . . . . .	138
<b>V. Entstehung des heutigen Landschaftsbildes</b> . . . . .	143
<b>Sach- und Ortsverzeichnis</b> . . . . .	146

---

## Einleitung.

**K**lar und deutlich lassen sich nur die jüngst vergangenen Abschnitte der Erdgeschichte übersehen. Je weiter zurück, je tiefer hinab man die Schichten und ihre Entstehung verfolgt, um so mannigfaltiger werden die Wechselbeziehungen zwischen Gesteinsbildung und Gebirgsbau, zwischen innerer Struktur und Oberflächenbild. Kein Gebiet der Erde ist wohl mit einem solchen Grade von Genauigkeit erforscht wie gerade der deutsche Boden, für den zum Teil eingehendste Kartenaufnahmen vorliegen. Aber gerade deshalb ist die Synthese so schwer, weil man fast ständig auf neue Funde und Tatsachen und auf den Wechsel von Meinungen gefaßt sein muß. Aus diesem Grunde schreitet auch das geplante große Handbuch nur so langsam voran. Das müßte von einem Versuch abschrecken, wenigstens Leitlinien zu skizzieren und die heutigen Lehrmeinungen festzuhalten. Aber die neue geologische Karte der Preußischen Geol. Landesanstalt 1 : 2 000 000 (bearbeitet von W. SCHRIEL) gab den willkommenen Anlaß, das seit mehr als einem Jahrzehnt vorliegende — aus Vorlesungen hervorgegangene — Manuskript dem heutigen Stande anzupassen und zu einer ausführlichen Erläuterung der Karte auszugestalten. Gewisse Einschränkungen mußten dabei gemacht werden, da der gebotene enge Rahmen es nicht zuließ, eine zu spezielle Stratigraphie oder auch Fragen der allgemeinen Geologie zu behandeln. Deshalb war es auch nicht möglich, Leitfossilien aufzuzählen oder alle Schichtstufen zu nennen, für die später Nachschlagewerke genannt werden. Die gleichen Vorbehalte waren bei den Abbildungen geboten, die möglichst solche umfassen sollten, die sonst nicht aus üblichen Lehrbüchern bekannt waren. Licht- und Luftbilder charakteristischer Landschaften, deren es manche gute gibt, mußten dagegen fortgelassen werden. Auch Literaturhinweise wurden aus dem gleichen Grunde unterlassen oder fast ganz eingeschränkt, da sie zum Teil leicht aus den größeren der angeführten Werke zu erlangen sind. Eine Liste der wichtigeren Nachschlagewerke oder bisherigen Zusammenfassungen über die Geologie Deutschlands soll hier unten folgen.

Unendlich mannigfaltig ist das Bild der deutschen Landschaft, ihren Gesteinen, ihren Bodenschätzen und ihrer Gestaltung nach. Verschieden ist dadurch die Bodenform und das Oberflächenbild, das sich uns heute zeigt, nach den Spuren der geologischen Kräfte und der historischen Veränderungen, die sich in den einzelnen Landstrichen erhalten haben. Dieser Werdegang von der Verteilung der Schichten und ihrer paläogeographischen Verbreitung über die Gestaltung der einzelnen Gebirge und ihre Faltung, und schließlich der Werdegang der einzelnen geologischen Landschaften und Provinzen soll in den folgenden kurzen Abschnitten dargestellt werden.

### Wichtige Nachschlagewerke zur Geologie Deutschlands.

- S. v. BUBNOFF, Geologie von Europa. Band II, 1. Berlin 1930.  
 —, Grundprobleme der Geologie. Berlin 1931.
- E. KRENKEL, Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands. Berlin 1922 ff.  
 Bisher erschienen 4—5 Bände.
- R. LEPSIUS, Geologie von Deutschland. 1—3. Leipzig 1887—1913.  
 —, Geologische Karte von Deutschland in 27 Blättern 1:500000. Gotha. J. Perthes.
- C. MORDZIOL, Einführung in die Geologie Deutschlands. Braunschweig. Westermann  
 1919. Als Erläuterung zur geologischen Schulwandkarte des Verfassers.
- E. PHILIPPI, Vorlesungen. Jena 1912. (Darin: „Der geologische Bau der deutschen Mittelgebirge“.)
- R. REINISCH, Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. Leipzig. Dietrich 1910.
- F. E. SUESS, Intrusions- und Wandertektonik im variscischen Grundgebirge. Berlin  
 1926.
- H. STILLE, Grundfrage der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
- G. WAGNER, Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. Öhringen 1931.
- J. WALTHER, Geologie Deutschlands. Leipzig. Quelle von Meyer. 4. Aufl. 1923.  
 (Einzelne Literaturnachweise sind nur in besonderen Fällen gegeben, soweit sie zukunftsweisend sind und Probleme neu beleuchten.)
-

# I. Deutschlands Stellung im geologischen Bau Mitteleuropas.

Nur schwer ist das geologische Bild Deutschlands, wie es uns die geologischen Karten zeigen, in seiner Mannigfaltigkeit und seinem bunten Wechsel zu gliedern und zu überschauen. Fast alle bedeutenderen Ereignisse, die den europäischen Boden bewegten, haben ihre mehr oder weniger deutlichen Spuren hinterlassen und die wichtigsten geologischen Probleme Europas vereinigen sich hier auf engem Raum. Sie haben den Boden gestaltet, von dem wiederum alle historischen, wirtschaftlichen und letzten Endes auch sozialen Fragen, in ihrer allmählichen Entwicklung, abhängig sind. Die Art der Gesteine und deren Lagerung bedingt im wesentlichen auch die Wasserführung des Bodens und den Pflanzenwuchs; durch diese werden aber, ebenso wie durch die Verbreitung nutzbarer Bodenschätze, Dichte und Verteilung der Siedelungen und Beschäftigung ihrer Bewohner, wie auch der Verkehr und seine Wege beeinflusst.

Allein schon die topographisch-morphologische Höhenkarte zeigt uns, daß wir ein vielgestaltiges Oberflächenbild vor uns haben. Dem flachgewellten Gebiete der Norddeutschen Ebene entspricht im Süden die Schwäbisch-Bayrische Hochfläche. Dazwischen liegt das mitteldeutsche Gebirgsland. Die Grenze im Süden bildet der steile Absturz der Alpen. Der Boden jeder dieser Gebiete hat seine besondere Geschichte.

In langdauernder Wechselfolge zwischen Senkungen und Meeresablagerungen, Hebungen, Festlandsbildungen und gelegentlichen Gebirgserhebungen haben sich die Bodenformen allmählich gebildet. Am besten zeigt dies die geologische Karte, auf der die Schichten von gleicher Art und gleichem Alter mit einer Farbe eingetragen sind, und die für die folgenden Darstellungen immer wieder zu Rate gezogen werden muß<sup>1)</sup>. Zwischen Vogesen und Sudeten ist ein solches

---

<sup>1)</sup> Die „Grundzüge der Geologie von Deutschland“ sind deshalb auch als Erläuterung zu einer geologischen Karte von Deutschland anzusehen. Von einer besonderen Karten-Beigabe wurde abgesehen, da die von der Preuß. Geol. Landesanstalt

Kartenbild Mitteleuropas bunter als zwischen Sudeten und Ural oder dem Rheinland und der Küste des Atlantischen Ozeans, obwohl in allen diesen drei Abschnitten sämtliche Formationen vom Kambrium an vertreten sind.

**Deutschlands Boden — Deutschlands Geschichte.**<sup>1)</sup> Unsere Karte, auf die wir uns hier beziehen wollen, mit ihrer Vielgestaltigkeit und Vielfarbigkeit, besonders des deutschen Mittellandes und Südens zeigt eine große Ähnlichkeit mit einer historischen Karte aus der Zeit des dreißigjährigen Krieges, da es noch mehr als 500 Reichseinheiten im Heiligen Römischen Reiche Deutscher Nation gab. Auch diese vielgestaltigen Landesgrenzen der einzelnen Fürstentümer, Bistümer und freien Reichsstädte waren teilweise bedingt durch Bodengestaltung, trennende Gebirgsscheiden oder gemeinsame Flußgebiete und diese andererseits durch die geologische Entwicklung bestimmt. Diese Wechselbeziehungen zwischen Bodengestaltung, wirtschaftlichen und sozialen Zusammenhängen werden noch klarer, wenn man auch die Oberflächenformen der Nachbarländer — die völkische und wirtschaftliche Zerstückelung der Donauländer durch Alpen- und Karpathenbogen und dazwischenliegende Ebenen und Mittelgebirge einerseits und die geologische Einheitlichkeit andererseits, sowohl des weiten russischen Tafelgebietes wie des fast zwei Drittel von Frankreich umfassenden sogenannten Pariser Beckens — unter dem Gesichtspunkt der Siedlungs- und Wirtschaftsgeschichte betrachtet. Denn jede Volks- und Staatsentwicklung beruht auf wirtschaftlichen Grundlagen und diese sind meist abhängig von der Beschaffenheit des Bodens und seinen Formen. Der Boden in allen Eigenarten seiner Gestaltung durch Klima, Bedeckung, Besiedelung, Ertrag, bestimmt die geistige Entwicklung der Bewohner. So wird er auch zur realsten Grundlage jeder Politik.

Bei eingehenderem Studium unserer Karte erkennen wir aber, daß sich in dem anscheinend so regellosen Farbenmosaik doch gewisse Gesetzmäßigkeiten erkennen lassen. Vor allem die älteren Gesteine zeigen vielfach eine regelmäßige Anordnung in SW—NO verlaufende Streifen. Die jüngeren Ablagerungen dagegen lassen, besonders im Osten, eine beinahe senkrecht dazu verlaufende Rich-

---

herausgegebene kleine geologische Karte von Deutschland 1:2000000 mit Erläuterungsheft, bearbeitet von WALTER SCHRIEL (Preis 3.— M), Berlin 1930, allen Anforderungen entspricht. Alle Hinweise beziehen sich daher auf diese Karte. Die zahlreichen Farbschattierungen, die auf dieser Karte unterschieden wurden, konnten jedoch nicht im einzelnen erläutert und aufgezählt werden.

<sup>1)</sup> SALOMON-CALVI, Die Bedeutung der Bodenschätze und Bodenformen für Deutschlands politische, kulturelle und wirtschaftliche Entwicklung. Heidelberger Universitätsreden 19 (18. Jan. 1933).

tung (OSO—WNW) erkennen. Können wir die erstgenannte Richtung und die von ihr beeinflussten Gesteinsmassen weit nach Westen verfolgen, so deutet die östliche Streichrichtung, vor allem der erst sekundär entstandenen Bruchlinien und -zonen auf Zusammenhänge mit dem Rand der Osteuropäischen Tafel. Wir sehen daher, was ja auch aus dem morphologischen Oberflächenbild sich deutlich ergibt, daß das mitteleuropäische Gebirgsland nicht mit den einstigen Grenzen unseres Vaterlandes sein Ende findet; daß es im Westen weit nach Frankreich hinein zu verfolgen ist und daß im Osten noch zum mindesten ganz Böhmen und ein Teil von Polen seine Fortsetzung bildet. So wie diese Gebirgszüge fügt sich auch die gesamte geologische Geschichte Deutschlands dem Bilde der Gesamtentwicklung Europas ein. Es ist deshalb notwendig, zuerst den Rahmen zu begrenzen, in dem die Erscheinungen auftreten, die uns hier beschäftigen sollen.

**Der Geologische Aufbau Europas.** Geologisch betrachtet ist Europa nicht ein Teil der „Alten Welt“ im historischen Sinne, sondern eine der jüngsten Kontinentalbildungen der Erde. Erst im Neozoikum schloß es sich aus einem Kranz von Inseln, mit dazwischenliegenden Flachmeeren, zu der jetzigen Masse zusammen, die immer noch die zerrissendste Gestalt von allen Kontinenten zeigt, weil ein eigentlicher zentraler Festlandskern, wie ihn andere Kontinente besitzen, fehlt. Die Russische (Osteuropäische) Tafel, die man als solchen anzusehen pflegt, ist nur ein Ausläufer Asiens, der nach Europa hineinragt und demnach, geologisch gesprochen, auch Europa nur eine Randbildung der gewaltigen asiatischen Kontinentalmasse.

Wie die anderen alten Kontinental-Kerne (z. B. Kanadischer Schild, Angaraland in Ostsibirien) leistete auch diese östliche Kernmasse Europas allen jüngeren Veränderungen und Gebirgsbewegungen, die den Kontinent betrafen, fast unerschütterlichen Widerstand, während die übrigen Gebiete des Kontinents durch diese sehr wesentlich umgestaltet, Meere und Festländer beeinflusst und ihre Ablagerungen dadurch verändert wurden. Schichtenablagerung und Gebirgsbildung griffen im südlichen und westlichen Europa ineinander ein und lösten einander ab; so wie bei zwei Zahnrädern durch die Bewegung des einen auch das andere weiter geschoben wird, bedingt der Gebirgsbau durch die Abtragung der aufgefalteten und gehobenen Gebirgsmassen eine Ansammlung neuer Schichtablagerungen und diese sammeln sich vor allem in den flachen aber vielfach sinkenden Meeresmulden (Sammeltröge oder Geosynklinalen). Auffallend ist es, daß solche Sammelmulden nicht nur die lückenloseste Anhäufung von

Sedimentmaterial zeigen, sondern ihrerseits später wiederum den Ausgangspunkt für neue Faltung und Gebirgserhebung bildeten. Das erklärt sich dadurch, daß die labilen und noch nicht vollständig verfestigten Sedimente der Geosynklinalen bei der Gebirgsbildung nicht den gleichen Widerstand leisten konnten wie festere Schwellen oder die starren Massen der Kontinentalkerne. Demnach sind auch die deutlichsten Leitlinien für die Geschichte des europäischen Kontinentes seine Gebirge. Sie bilden das Gerippe des Baues, wie die Eisenbänder und -stangen in einem Betonpfeiler.

Wollen wir uns daher den allmählichen Werdegang unseres Festlandgebietes und sein Emportauchen aus den Randmeeren des Ozeans vor Augen führen, so müssen wir vor allem die Entwicklung der Gebirgsbewegungen verfolgen. Eine Übersicht wird, wie Abb. 1 zeigt, dadurch erleichtert, daß der Boden Europas zwar zu verschiedenen Zeiten eine solche Erhebung und Aufwölbung erfuhr, daß aber jede Faltungswelle sich neue Wege suchte und in der Hauptsache nur in denjenigen Gegenden ihre Spuren hinterließ, die von der vorhergehenden Faltung verschont geblieben waren. So legte sich eine Gebirgskette neben die andere. Von Süden nach Norden und Osten vorschreitend durchquert man immer ältere Gebirgszüge, bis man schließlich die alte Masse des Skandinavisch-Baltischen Schildes oder der osteuropäischen Tafel erreicht. Jede Welle zog neue Bögen und das einmal gefaltete Gebiet wurde dann zum Pfeiler und Widerstand für die später folgenden, deren Gewalt sich an ihnen brach.

Drei Faltungsperioden gestalteten das Bild Europas, die wir bei einer Wanderung von den ältesten Gebirgen im hohen Norden zu den Gestaden des Mittelmeeres überqueren können. An die Reste eines alten als huronisch bezeichneten Kontinentes, den wir noch auf den Hebriden erkennen können, legte sich zur ober-silurischen Zeit der Kaledonische Gebirgswall, der sich vor allem in Skandinavien, Nordengland und Schottland erhalten hat. Auch im Untergrund der mitteleuropäischen Gebirgsländer sind Reste jener alten Faltung vorhanden und haben an der Gestaltung der östlichen Gebirge Deutschlands wesentlichen Anteil.

Weiter im Süden wurde während der Karbon- und Permzeit der große Gebirgsbogen aufgestaut, dem die deutschen Mittelgebirge ihre Entstehung verdanken (Variscisches Gebirge), und der nur wenig früher entstand wie an der Ostgrenze Europas der Ural. Am deutlichsten treten uns aber die Gebirgsfaltungen in den Hochgebirgen von alpinem Typus entgegen, die in der Kreide- und Tertiärzeit sich bildeten und alle diejenigen Teile Südeuropas in ihren Bewegungsbereich zogen, in denen, wie Abb. 1 zeigt, die Reste karbonischer Gebirge ihnen keinen Widerstand leisteten.

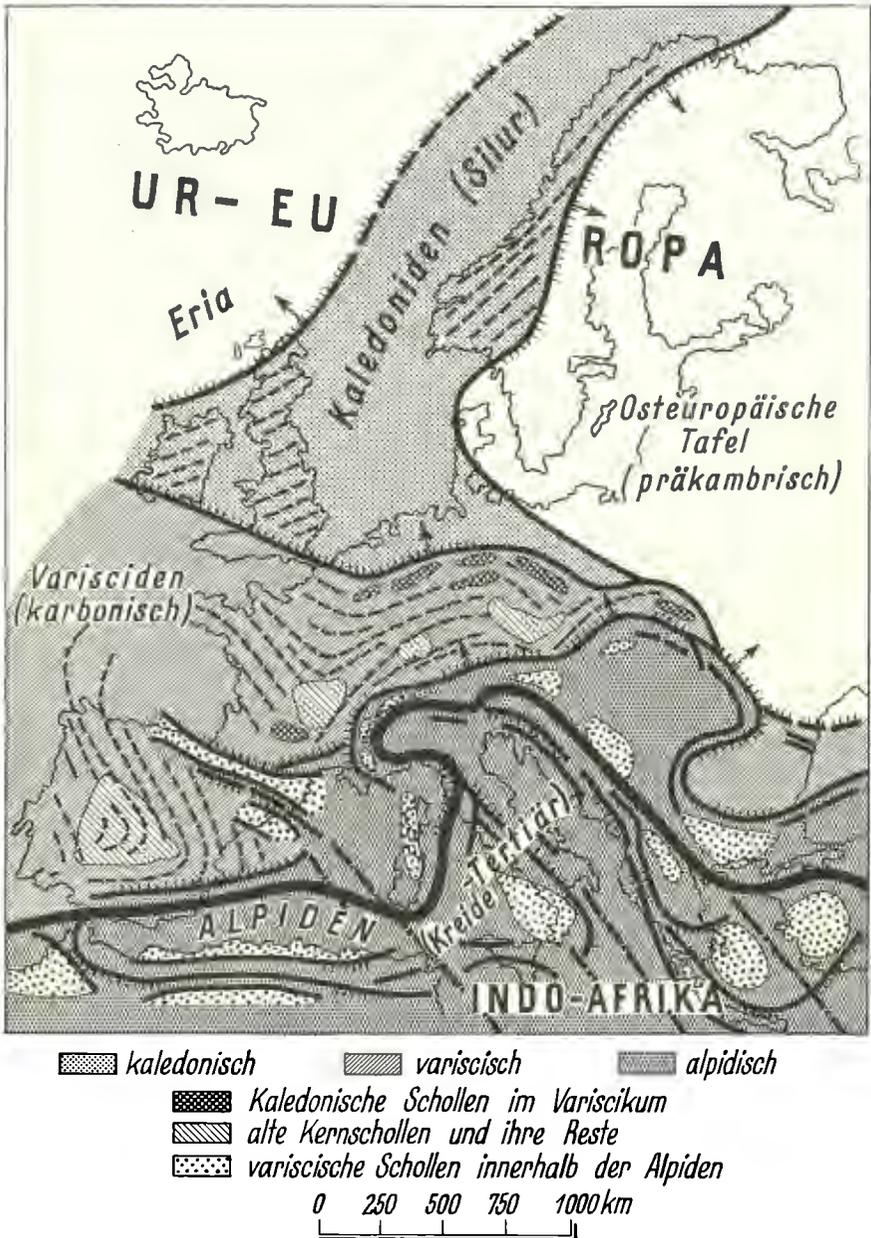


Abb. 1. Faltungsgeschichte und Aufbau der europäischen Gebirge. Nach STILLE, STAUB, v. SEIDLITZ. Die Pfeile geben die Richtung der Überschiebungen an. Im alpidischen Raum: schwarze Linie Hauptfaltenverlauf der Alpiden; schwächere Linien = Nebenketten; unterbrochene Linien = horizontale Querverschiebungen.

**Der Rhythmus der Erdgeschichte.** Die gleiche rhythmische Folge, wie bei den Gebirgen, können wir auch in den Vulkanausbrüchen, der Wiederkehr warmer und kalter Klimaperioden, der

Anhäufung von Kohlen- und Salzlagern erkennen. Drei Zyklen oder Großkreisläufe lassen sich so in der Erdgeschichte unterscheiden, in denen Zeiten der Ruhe und Ablagerung mit solchen der Aufrichtung und Abtragung wechselten. Die Schollen der Erde waren beweglich und sind es noch, wie die Erdbeben zeigen.

Auch die Ablagerungen der Meere und Festländer sind in ihrem beständigen Schichtenwechsel hierdurch bedingt. Zeiten der höchsten Heraushebung der Gebirge und der tiefsten Gräben am Rand der Ozeane wechselten mit Zeiten, in denen die Festländer fast eingeebnet und die Meere teilweise seichter waren als jetzt. In diesen Perioden konnten sich die Meeresgrenzen am leichtesten verschieben. So wurden Meerestransgressionen von Regressionen abgelöst. Festlandsgebiete machten mehr oder weniger geschlossenen Binnenmeeren Platz und diesen folgten im weiteren Wechsel Randmeere des großen, sich äquatorial erstreckenden Ozeans, der die europäischen Festländer nur in ihrem südlichsten Teile bespülte. Zur Zeit der Neubildung der Gebirge und Hochländer zog das Meer sich zurück; seine Grenzen wurden dadurch eingengt, andererseits konnte es an anderen Ufern auf weite Strecken transgredieren. Die Perioden weitverbreiteter, allgemeiner Transgressionen fallen daher zusammen mit den Zeiten vor dem Beginn der Hauptgebirgshebungen.

**Deutschlands geologische Grenzen.** Aus dem Wechsel dieser Erscheinungen heben sich vor allem vier Grenzprobleme für die Bildung des deutschen Bodens heraus. Durch sie wird der Rahmen bezeichnet, in dem sich die geologische Geschichte Mitteleuropas abspielte. Zwei Gestaltungsformen der Oberfläche, von mehr innerdeutscher Bedeutung, gliedern außerdem das ganze Gebiet und bedingen das heutige Landschaftsbild.

Beginnen wir im Osten mit dem ältesten Teil des europäischen Festlandes, welcher uns in der Russischen Tafel entgegentritt. Seit vorkambrischen Zeiten wurde sie von Bewegung nur wenig betroffen, vom Meer nur zeitweise überflutet oder an den Rändern bespült. Die Lage der Karpathen und des oberschlesischen Kohlengebietes ist hierdurch ebenso bedingt wie der Aufbau Ostpreußens und die NW-Störungen in Nord- und Ostdeutschland.

Im Norden und Nordwesten bilden die Ausläufer der Kaledonischen Faltung eine Grenze, die im Vorland und Untergrund der Rheinischen Gebirge nur schwach angedeutet ist, aber im Osten den nördlichen Grenzwall der Böhmisches Masse schuf. Dazu gehört im Untergrund Norddeutschlands (s. S. 77) wahrscheinlich auch ein Teil des „Peribaltikums“, das uns nur durch geophysikalische Messungen bekannt ist.

Nach Westen schließt sich die junge Senke des Paris-Londoner Beckens an, die erst während der Kreide und des Tertiärs ihre heutige Gestalt erhielt, so daß die Schichten jetzt konzentrisch um die Isle de France als Mittelpunkt gelagert erscheinen. Das Lothringische Stufenland und Luxemburg mit der Trierer Bucht zeigen uns deutlich die Randausbildung dieses großen Senkungsfeldes.

Nach Süden bildet die Aufwölbung der Alpen den natürlichen Abschluß. Kommen auch nur randliche Ketten für die Gestaltung des deutschen Bodens in Frage, so hat doch diese junge (größtenteils tertiäre) Gebirgsfaltung derart tiefgreifend auf die ganze Nachbarschaft eingewirkt, daß kaum ein Gebiet des deutschen Mittellandes davon verschont blieb. Eigentliche Faltungen gehen vom Alpenkörper nicht in das Vorland hinaus, dagegen wurde das alte Gebirgsland Mitteldeutschlands, welches, gleich einem Wellblech, der erneuten Faltung, besonders in seinen westlichen Teilen, Widerstand entgegensetzte, um so mehr von vertikalen Bewegungen (Bruchlinien) betroffen. Kein deutsches Gebirge ist davon ganz unberührt geblieben, wenn sich diese Veränderungen auch vielfach nur in Hebungen und Senkungen äußerten. Die saxonischen Bewegungen Nord- und Mitteldeutschlands spiegeln die alpine Faltung sogar sehr deutlich wieder. Die endgültige Gestaltung des heute erkennbaren Oberflächenbildes ist dadurch wesentlich mit bedingt.

**Das heutige Oberflächenbild.** Das führt uns schließlich zu den beiden Erscheinungen, die für die morphologische Gestaltung des deutschen Bodens von besonderer Bedeutung sind. Es ist dies die Faltung und Heraushebung der deutschen Mittelgebirge, deren Grundzüge schon während der Karbon- und Permzeit entstanden, während sich ihre heutige Form erst in der jüngeren Bewegungszeit (Kreide und Tertiär), gleichzeitig mit der Alpenfaltung, bildete; die andere ist die Oberflächengestaltung unter dem Einfluß der diluvialen Eismassen und die Aufschüttung der von diesen transportierten Sande und Gerölle.

Der innere Aufbau und Werdegang der deutschen Gebirge, begonnen von den ältesten Kernmassen, die heute noch zum Teil in Böhmen und im Untergrund des Rheinlandes erkennbar sind, bis zu den jüngsten Schollenbildungen enthüllt uns daher einen großen Teil der wechselvollen Geschichte des deutschen Bodens. Von ihnen wird daher im folgenden vor allem zu reden sein.

Auch das heutige Landschaftsbild ist durch diese in der Tiefe der Erde bedingten Veränderungen innerlich vorgebildet, die Oberflächengestaltung selbst aber jüngsten Datums. Sie verdankt den an der Oberfläche wirkenden Kräften der Abtragung und Aufschüt-

tung ihre Entstehung. Neben dem fließenden Wasser und dem Winde spielte das Eis hierbei eine Hauptrolle; sowohl im negativen als im positiven Sinne. Das nördliche Flachland wie das Alpenvorland ist von mehreren hundert Meter mächtigen Sand- und Geröllmassen der skandinavischen und alpinen Vereisung überdeckt, unter deren hoher Aufschichtung fast alle älteren Gesteinsreste verborgen liegen. Die höheren Gebirgsteile, wie Schwarzwald, Vogesen, Böhmerwald und Riesengebirge, die ebenso wie die Alpen mehr oder weniger vergletschert waren, sind aber auch durch die abtragende und glättende Arbeit des Eises in ihren charakteristischen Landschaftszügen geformt worden. Nur die Wirkung der Abtragung war in jeder einzelnen Scholle verschieden, je nach den Bewegungen (Hebungen und Senkungen; neuzeitliche Niveauveränderungen), denen der Boden bis auf den heutigen Tag unterliegt.

---

## II. Überblick über die Verbreitungsgeschichte der geologischen Formationen Deutschlands<sup>1)</sup>.

Wollen wir den „Grundzügen der Geologie Deutschlands“ im einzelnen nachgehen, so ergibt sich für uns die Notwendigkeit, zuerst die Verbreitung und Verteilung der einzelnen Schichten und ihre Ablagerungsbiete kennen zu lernen, wobei die stets wechselnden Grenzen von Wasser und Land vor allem in den Vordergrund gestellt werden sollen. Sodann wollen wir den Aufbau und den Verlauf der deutschen Gebirge verfolgen, mit besonderer Berücksichtigung derjenigen Erhebungen, welche uns die gleiche Altersfolge der Bewegungen zeigen. Daraus folgt schließlich eine Gliederung des deutschen Landschaftsbildes und eine Schilderung der geologischen Eigenart einzelner Gebiete, die als zusammenhängende Einheiten aufzufassen sind und für den Aufbau Deutschlands besonders charakteristische Gestaltung zeigen. Bei der Fülle des Tatsachenmaterials wird es aber in allen drei Abschnitten nur möglich sein, die Erscheinungen zu skizzieren und einzelne Beispiele zu betrachten, an denen das regionale Zusammenwirken zwischen der Schichtenablagerung und den von außen auf die Erde einwirkenden Kräften, zwischen dem inneren Aufbau und der folgenden Zerstörung und Abtragung, verfolgt werden kann.

Versuche, die Verteilung von Wasser und Land für bestimmte Zeiten der Erdgeschichte festzulegen, sind zahlreiche gemacht worden, aber vielfachen Irrtümern unterworfen, da man gezwungen ist, aus zum Teil noch gänzlich unzulänglichen Resten Schlüsse zu ziehen und Verbindungen zu bilden. Alle paläogeographischen Übersichtskarten sind deshalb bisher nur ein Notbehelf. Eine Abgrenzung zwischen Wasser und Land wird, abgesehen von einzelnen örtlich sehr genau erforschten und eng begrenzten Gebieten, stets nur zu einer allgemeinen Übersicht führen.

Es genügt nämlich nicht allein, nach Tier- und Pflanzenresten, Festlands- und Meeressgrenzen festzulegen, sondern man muß dabei auch die vertikalen Hebungs- und Senkungserscheinungen der Schwel-

<sup>1)</sup> Als neuere Literatur sei vor allem erwähnt: W. SALOMON, Grundzüge der Geologie. Band II. Erdgeschichte. Stuttgart 1926. G. WAGNER, Erdgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. Öhringen 1931. J. WALTHER, Geologie von Deutschland, 4. Aufl. Leipzig. Quelle und Meyer, 1923.

len und Becken berücksichtigen, ebenso wie die randlichen Küstenüberflutungen der Transgressionen. Erst diese Veränderungen, in der Horizontalen wie der Vertikalen, geben zusammen ein Bild paläogeographischer Verbreitung. Andererseits ist man in der Lage, aus der Art der Ablagerungen ebenso wie aus den in ihnen erhaltenen tierischen und pflanzlichen Resten eine Vorstellung zu erlangen über die Tiefe der einzelnen Meeres- und Lebensbezirke. In den nächsten Abschnitten wollen wir versuchen, in Kürze die wichtigsten Verbreitungsgebiete einzelner Schichtgruppen zusammenzustellen, weil dies eine notwendige Voraussetzung für die Zusammensetzung und den Aufbau des Bodens ist. Was die Abgrenzung dieser Formationen untereinander anlangt, so sei hier nur im allgemeinen bemerkt, daß solche Grenzen entweder auf einer Unterbrechung des Schichtenabsatzes durch gebirgsbildende Bewegungen (Diskordanzen, Abb. 2), auf dem

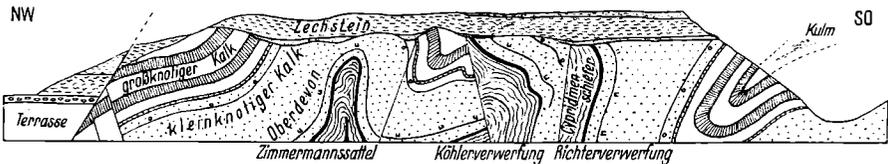


Abb. 2. Bohlenwand bei Saalfeld i. Thüringen. Profil der ungleichförmigen Lagerung des Zechsteins (Transgression) über den varisch gefalteten Gesteinen des Devons und Kulms (Diskordanz).

Wechsel des Gesteinscharakters oder auf dem Erscheinen neuartiger Faunen- und Florenelemente beruhen, welche aus anderen Meeren oder Ländern einwanderten<sup>1)</sup>.

## 1. Kristalline Schiefer und Grundgebirge.

Die tiefsten Gesteinslagen, die wir in Deutschland wie auf der ganzen übrigen Erde beobachten können, stellen die in der Tiefe durch Temperatur, Druck und Intrusionsvorgänge stark veränderten und in ihrem Mineralbestand umgewandelten Bildungen dar, die man als kristalline Schiefer bezeichnet. Da die Metamorphose als Folge der Gebirgsbildung und magmatischer Injektion auch in jüngere Formationen (in Deutschland vielleicht bis zum Karbon) hinaufreicht, steht durchaus nicht fest, daß dieses Grundgebirge der alten Kernschollen und Gebirgszüge überall nur dem Archaikum oder Präkambrium angehört. Es handelt sich um eine vielgestaltige Gruppe von Gesteinen, unter denen man vor allem Gneise, Glimmer-

<sup>1)</sup> Die Folge der Gesteine pflegt man in Formationstabellen zusammenzufassen. Um den verfügbaren Raum besser auszunutzen, wurde hier auf Beigabe einer solchen verzichtet, da sie in allen Nachschlagewerken (S. 2 und 11) enthalten sind.

schiefer und Phyllite unterschieden hat, die Bindeglieder zwischen den Sedimenten der Oberfläche und den Massengesteinen der Tiefe darstellen. Durch ihre Schichtung erinnern sie an die ersteren, durch den kristallinen Mineralbestand aber teilweise an Erstarrungsgesteine. Ihre Haupteigenschaft ist meist vollständige Fossilfreiheit und die oft in Schieferung übergehende plane Parallelstruktur. Als sekundäre Gesteinsbildungen sind sie demnach durch Umprägung vorhandener Sediment- wie Erstarrungsgesteine entstanden.

Im Schwarzwald hat man zwei Gruppen, die Rench- und die Schappachgneise, unterscheiden können, von denen die ersteren sedimentären Ursprungs (Paragneise) sind, d. h. durch Injektion alter Granite in präkambrische Sedimente oder durch plutonische Umwandlung solcher entstanden, während die Schappachgneise metamorphe Tiefengesteine (Orthogneise) darstellen. Sedimentärgneise und alle ähnlich entstandenen kristallinen Schiefer enthalten neben konglomeratischen und Geröllschichten (Obermittweida i. Erzgebirge) auch vielfach Beimengungen organischer Natur, die an die ursprüngliche Entstehung erinnern. Außer kohligter Substanz und Graphit (Bayerischer Wald) sind vor allem Einlagerungen von kristallinem, kohlensaurem Kalk (Marmor), der zum Teil mächtige Entwicklung zeigen kann (Auerbach a. d. Bergstraße, Markkirch i. Vogesen) zu erwähnen. Dort wo die Metamorphose noch jüngere Sedimente ergriffen hat, wurden gelegentlich auch Reste verdrückter Fossilien (Norwegen, Alpen) gefunden. Bei Orthogneisen, die oft wie die Tiefengesteine als Lakkolithe oder Stöcke auftreten, verrät diese Lagerungsform vielfach ihren Ursprung.

Diese Ausbildungsformen kristalliner Schiefer, die früher als verschiedene Altersstufen angesehen wurden, lassen sich als, durch die Tiefenlage bedingte, Arten der Metamorphose erklären. Man unterscheidet so eine Epi-, Meso- und eine tiefste Katazone der Umwandlung, auf die sich die einzelnen Erscheinungsformen der kristallinen Schiefer verteilen.

Für die Geologie der deutschen Mittelgebirge ist dies von großer Bedeutung, da möglicherweise auch ein Teil des in Deutschland nur spärlich vertretenen älteren Paläozoikums in der Gestalt von kristallinen Schiefen vorliegt. Wie hoch aber die Metamorphose in Deutschland nach oben hinaufreicht, ist nicht genau bekannt, wahrscheinlich auch örtlich verschieden. Daher ist es auch nicht mehr angängig, alle Gneise als archaisch anzusehen, dagegen aber wahrscheinlich, daß die große Masse der kristallinen Schiefer älter als die ältesten fossilführenden Schichten ist und dies berechtigt wohl zu dem Namen „Grundgebirge“, den man früher oft dafür gebrauchte.

Sind auch kristalline Schiefer in der weiteren Umgebung Deutschlands auf europäischem Boden in noch ausgedehnteren Massen und größerer Mannigfaltigkeit vorhanden, so können wir doch auch in Deutschland eine weite Verbreitung feststellen.

Der altkristalline Körper Böhmens und Mährens mit seinen Randgebirgen, Spessart, Schwarzwald und Vogesen, zeigen ebenso wie Fichtelgebirge, Erzgebirge, Riesengebirge und Eule ausgedehnte Massen, während solche im Harz ganz fehlen;

im Odenwald und nördlicher Thüringer Wald (Ruhla) kommen neben unbedeutenden Resten am Kyffhäuser gleichfalls kristalline Schiefer vor, die auch in anderen, heute von jüngeren Schichten bedeckten Gebieten als tiefster Untergrund angenommen werden müssen. Schließlich deuten die kristallinen Auswürflinge der schwäbischen und der Eifel-Vulkane auf solche in der Tiefe vorhandene Massen.

Ähnlich wie im Schwarzwald hat man auch in den anderen deutschen Gebirgen versucht, das alte kristalline Grundgebirge zu gliedern. Diese Unterscheidung geht aber nicht über eine Trennung der älteren, tiefer liegenden, von den jüngeren kristallinen Schiefen hinaus. Wenn man im Spessart die älteren Spessartgneise von den jüngeren durch Glimmerschiefer trennt, so hat dies in der Hauptsache nur historische Bedeutung, ebenso wenn im Bayerischen Wald eine ältere kalkfreie bojische Stufe von einer jüngeren kalk- und graphitführenden herzynischen Stufe und im Erzgebirge dagegen eine ältere Gneisformation von der jüngeren Urschieferformation unterschieden wurde. Für die Erzgebirgsgneise scheint nach neueren Untersuchungen sogar ein paläozoisches Alter in Frage zu kommen.

Der Verlauf der Streichrichtung der kristallinen Schiefer in den meisten deutschen Mittelgebirgen zeigt, wohl durch die nachfolgende karbonische Gebirgsbildung stark beeinflußt, eine übereinstimmende Anordnung in der SW—NO-Richtung. Die Vermutung liegt deshalb nahe, daß sie schon früher teilweise zusammenhängende Züge gebildet haben. Nur im Böhmerwald und in den Sudeten, die teilweise ältere Orogenese erkennen lassen, finden wir alte Gebirgskerne, die in einer von SO nach NW verlaufenden Richtung angeordnet sind. Wieweit dabei alte Schwellen hervortreten oder noch der Einfluß der Osteuropäischen Tafel sich bemerkbar macht, steht noch nicht sicher fest. Immerhin findet man auch schon in diesen ältesten Massen des deutschen Bodens zwei Richtungen angedeutet, die freilich erst sehr viel später klar und dann auch bedeutungsvoll in Erscheinung treten.

## 2. Die sedimentären Gesteine und ihre Ablagerungsräume im Paläozoikum.

Die ältesten Sedimentgesteine, die auf der Erde zur Ablagerung kamen, sind uns ebenso wenig bekannt, wie die ältesten Erstarrungskrusten, die den glühend-flüssigen Erdkörper umhüllten. An denjenigen Stellen, wo wir solche erwarten könnten, sind sie durch die nachfolgende Metamorphose in kristalline Schiefer umgewandelt, so daß wir ihre frühere Beschaffenheit nicht mehr mit Sicherheit feststellen können. Dadurch wurden auch die ältesten Spuren organischen Lebens auf Erden verwischt. Erst in den Schichten, die ihren Charakter als Sedimentgesteine zu erhalten vermochten, finden sich auch die ersten deutlich erkennbaren tierischen Reste, die als Versteinungen die Urkunden der Erdgeschichte darstellen. Der Aufeinanderfolge nach können wir in dem mächtigen Schichtenstoß,

der sich von da ab beginnend bis zum heutigen Tage darüber abgelagerte, außer einer Urzeit (Archaikum), als deren Zeugen hauptsächlich die eben erwähnten kristallinen Schiefer gelten, drei große Abschnitte unterscheiden, die wir als Paläozoikum, Mesozoikum und Neozoikum bezeichnen und die sich ihrerseits wieder in verschiedene Unterabteilungen (Formationen) gliedern lassen.

In der außerdeutschen Schichtenfolge schiebt sich zwischen das Archaikum, in dem noch keine organischen Reste vorhanden sind, und das Paläozoikum eine mächtige Folge von überwiegend klastischen Gesteinen und Schiefen, in deren oberen Teilen man sichere, wenn auch sehr spärliche Andeutungen von Fossilien gefunden hat. Man

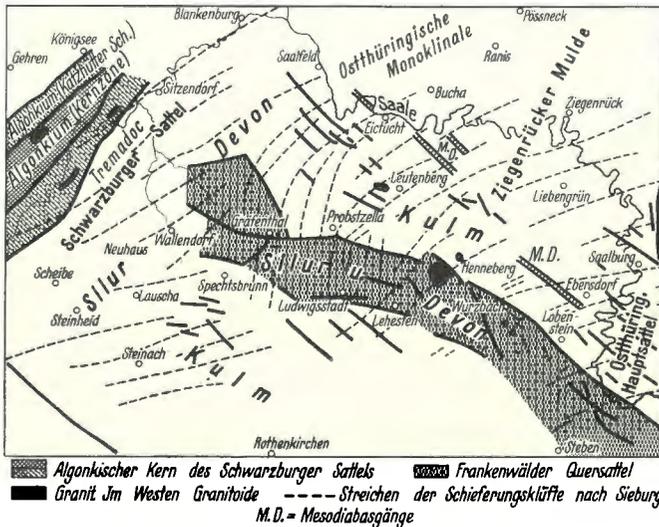


Abb. 3. Der Schwarzatarsattel und der bretonisch gefaltete Franckenwälder Quersattel. Nach DEUBEL, ZIMMERMANN, v. GÄRTNER, SCHOLZ und SCHEUMANN.

bezeichnet diese Gruppe als Proterozoikum oder **Algonkium**. In Deutschland sind wahrscheinlich ein Teil der Phyllite Schlesiens, des Fichtelgebirges und Thüringens, ebenso die Grauwacken von Wesenstein-Clanzschwitz in Sachsen algonkischen Alters. Neuerdings hat man im oberen Schwarzatal<sup>1)</sup> in Thüringen (Abb. 3) eine ausgedehnte algonkische Schichtenfolge ausscheiden können. Ebenso wurde Algonkium im Untergrund von Leipzig, bei Liebenwerda (Prov. Sachsen) und bei Dobrilugk festgestellt, wo es diskordant von Mittelkambrium überlagert wird. Mit Sicherheit können auch die Schiefer von Prziabram in Böhmen, die aus Phylliten, Quarziten und Grauwacken bestehen, dazu gerechnet werden.

<sup>1)</sup> v. GÄRTNER, Algonkium in Thüringen. Sitzungsber. Pr. G. L.-A., H. 6, S. 39, 1931.

Außer vereinzelt Resten in Süddeutschland (Schwarzwald und Vogesen) sind Schichten, die als Ablagerungen der älteren Meere des Paläozoikums anzusehen sind, hauptsächlich im weiteren Umkreis des Rheinlandes, im Harz, in Böhmen, in Ostthüringen und im Vogtland und am Außenrand des Sudetischen Gebirgszuges verbreitet. In einer von Osten nach Westen ziehenden Meereswanne, in den einzelnen Sedimentationsabschnitten von verschiedener Begrenzung und wechselnder Tiefe, kamen sie dort zur Ablagerung. Mit den nördlich und westlich daran anschließenden Meeresräumen (Skandinavien und England) stehen sie in engstem Zusammenhang, so daß sie auch nicht als gesonderte oder lokale Ausbildungsformen, die etwa nur für Deutschland besonders eigentümlich sind, angesehen werden dürfen.

**Kambrium.** Ein vorkambrisches Festland (Jütländische Schwelle) mag vom Niederelbegebiet bis Schlesien zeitweilig die westlichen und östlichen Meeresgebiete getrennt haben, denn Sandsteine des Kambriums lassen auf Festlandsnähe schließen. Während des unteren und mittleren Kambriums transgredierte das Meer, ständig fortschreitend, über altes Festland, um sich dann im Oberen Kambrium fast ganz aus Mitteleuropa wieder zurückzuziehen. Im Inneren Böhmens kamen vor allem die an Trilobiten reichen Schichten der mittleren Stufe zum Absatz; im Westen greifen sie über den Rand des Fichtelgebirges bis in den Frankenwald (Wildenfels bei Presseck) über<sup>1)</sup>. In allen übrigen Gegenden Deutschlands ist dasjenige, was man als Kambrium zu bezeichnen pflegt, fossilfrei oder enthält nur zweifelhafte Reste. Die einst in Thüringen und im Vogtland ausgeschiedenen kambrischen Schichten mit *Phycodes circinnatum* rechnet man jetzt dem Untersilur zu, so daß die Annahme berechtigt ist, daß zwischen Algonkium und Ordovizium hier überhaupt keine Ablagerung stattfand. Möglicherweise liegt eine Vertretung kambrischer Schichten in den fossilereen Tonschieferkomplexen der Vogesen vor, die man als Steiger- und Weiler Schiefer bezeichnet. Das gleiche gilt von den Phylliten und Quarzphylliten der Ardennen, im Hohen Venn und Massiv von Rocroy. Das Unterkambrium von Langwaltersdorf bei Görlitz (RICHTER) bezeichnet den NO-Saum des Festlandes.

Abgesehen von den in den Transgressionen und Regressionen des Meeres zum Ausdruck kommenden epeirogenetischen Schwankungen scheinen in der Zeit des Kambriums Bodenbewegungen fast ganz gefehlt zu haben; auch vulkanisch herrschte Ruhe im Vergleich zu den vorangegangenen Zeiten.

<sup>1)</sup> WURM, Mittelkambrium aus dem bayr. Frankenwald. Z. D. G. G. Monatsb., 75. Bd., 1923, S. 135.

**Silur.** Während der silurischen Zeit müssen wir zwischen einer nordischen und einer böhmischen Ausbildung unterscheiden. An die böhmische schließen sich auch die übrigen deutschen und westeuropäischen Ablagerungen an, wenn sie sich auch durch große Fossilarmut und Einförmigkeit der Gesteinsausbildung von ihr wesentlich unterscheiden. Der Meeresboden sinkt während dieser ganzen Zeit und zeigt gleichmäßige Ausbildung konkordant gelagerter Schichten, wovon nur Böhmen und vor allem das Ardennengebiet eine Ausnahme machen. Hier sind eruptive Einschaltungen (Diabasergüsse), dort Faltungerscheinungen, als Ausläufer der Kaledonischen Faltung des Nordens, die Ursache. Das unterdevonische Konglomerat von Fépin in den Ardennen liegt diskordant über Schichten des Kambriums, die während des Gotlandiums gefaltet wurden. Kaledonische Faltung ist auch im Unterharz und vor allem in den Sudeten nachgewiesen, wo in den Ostsudeten die Unterkoblenzschichten des Devons transgredieren, während in den Westsudeten erst das Oberdevon zur Transgression kommt.

Das böhmische Gebiet war vom nördlichen durch eine Landbarre getrennt, die während des Obersilurs sich vielleicht nur als submarine Schwelle noch erhielt. Ihr Verlauf ist im nördlichen Rheinland und durch das nördliche Thüringen (verschiedene Fazies im Harz und Thüringer Wald) anzunehmen.

**Untersilur.** Am besten ist das Silur in Ostthüringen, im Vogtland und Frankenwald und am Nordrand des Erzgebirges bekannt, wo es große Ähnlichkeit mit der klassischen Gliederung Böhmens zeigt. Auch im Kellerwald, im Lahn- und Dillgebiet, im Unterharz und am Nordrand des Lausitzer Granitmassivs ist das Silur vertreten, ebenso in der Grafschaft Glatz zwischen Eulen- und Reichensteiner Gebirge. Die älteste Fauna findet sich in den Leimitzschichten bei Hof, die etwa gleichalt mit den Tremadocschichten des Schwarzatales sein dürften. Über diesen folgen in Thüringen die Schichten, die durch *Phycodes circinnatum* charakterisiert werden und weiter die durch Erzhorizonte (Thuringit und Chamoisit) getrennten Schieferhorizonte, die als Griffel- und Lederschiefer bezeichnet werden. Es sind wohl Ablagerungen einer Bucht, die südlich einer Landschwelle lag; auf Landnähe lassen die Gerölle von cystoideenführendem Quarzit, Granit und Diabas in den Lederschiefern schließen.

Im Obersilur sind die Graptolithenschiefer, die in Thüringen vom Ockerkalk unterbrochen werden, so reich an Fossilien, daß man sie hier und im Frankenwald mit den Lapworthschen Zonen 12—20 des Schottischen Silurs vergleichen kann. Am Rand des Erzgebirges, im Elbtalschiefergebirge, in der Lausitz, im Bober-Katzbachgebirge und bei Glatz sind gleichfalls graptolithenreiche Schichten des Got-

landiums vorhanden. Auch in der reichen Schichtenfolge des Kellerwaldes ist das Gotlandium vom Llandovery bis zum Ludlow vertreten, während die Graptolithenschiefer des Unterharzes nur die untere Abteilung vertreten. In einzelnen Vorkommen bei Marburg a. d. L. und in der Lindener Mark sind fossilreiche Kalkknollenschiefer, Tonschiefer, Grauwacken usw. bekannt, die vielleicht ähnlichen stratigraphischen Umfang besitzen wie die Serien im Harz und Kellerwald. Im allgemeinen aber sind die silurischen Ablagerungen Deutschlands petrographisch sehr gleichmäßig und eintönig und auch nur auf enge Gebiete beschränkt. Tonschiefer und Quarzite herrschen vor, während die Kalke, wie die thüringischen Ockerkalke, zurücktreten und keine allgemeine Verbreitung haben. Die Fossilführung scheint meist auch nur auf das Obersilur beschränkt zu sein.

**Devon.** Die faziell so außerordentlich mannigfaltige Ausbildung des insel- und buchtenreichen Devonmeeres in Mitteleuropa wird bedingt durch das allmähliche Versinken der kaledonisch gefalteten Gebiete und durch die ersten Krustenbewegungen, die als Vorläufer der Altaidenfaltung des Karbons auftreten. Der nordatlantische Kontinent mit den mächtigen Abtragungsprodukten des alten Gebirges in der Gestalt der alten roten Sandsteine (Old red) bildet die nördliche Grenze, während eine mitteleuropäische Insel (Abb. 4) sich durch Deutschland hindurch bis über den Frankensteinwald hinaus zieht. Die mächtigen unterdevonischen Sandsteinablagerungen des Rheinlandes, von mehr als 3000 m Mächtigkeit, müssen von allmählich sinkenden, flachen Randmeeren abgeleitet werden. Dieser Senkungsvorgang, der nach und nach ganz Mitteldeutschland unter den Meeresspiegel zieht, erreicht seinen Höhepunkt mit der mitteldevonischen Transgression. Auch die mitteleuropäische Insel und der Frankensteinwald mit Ostthüringen<sup>1)</sup> werden überflutet. Im älteren Oberdevon wenigstens treffen wir dann vorwiegend Ablagerungen aus tieferem Wasser an, die durch Verbreitung der Goniatiten und Clymenien bezeichnet sind, während die an Brachiopoden und Korallen reichen Faunen der Riffzonen aus der mitteldevonischen Übergangszeit verschwinden. Faunistisch kann man die Meere der Devonzeit vom Verschwinden der Graptolithen bis zum Erscheinen der Gattung *Productus* datieren. Neben diesen Boden- und Meeresbewegungen sind starke vulkanische Ereignisse zu erwähnen, die während des Mitteldevons zur Bildung submariner Diabasergüsse (Schalsteine) und im Oberdevon und unteren Kulm zur Ablagerung der Deckdiabase führten.

<sup>1)</sup> Nach neueren Feststellungen (KEGEL 1931) soll hier aber auch schon das obere Unterdevon vertreten sein.

Im Gegensatz zu den älteren Formationen ist das Devon in Deutschland äußerst mannigfaltig und zum Teil sehr fossilreich ausgebildet. Besonders typisch sind die Ablagerungen des Rheinischen Schiefergebirges, die für das deutsche Devon als klassisch gelten. Aus der wechselvollen Schichtenfolge, die im links- und rechtsrheinischen Gebiet große fazielle Verschiedenheiten aufweist, seien besonders die Taunusquarzite, Hunsrückschiefer und Spiriferensandsteine des Unterdevons und die Korallenkalke (Calceola- und Stringocephalenschichten) des Eifeler Mitteldevons erwähnt. Rechtsrheinisch herrschen mehr Grauwacken (Siegener Grauwacken) und

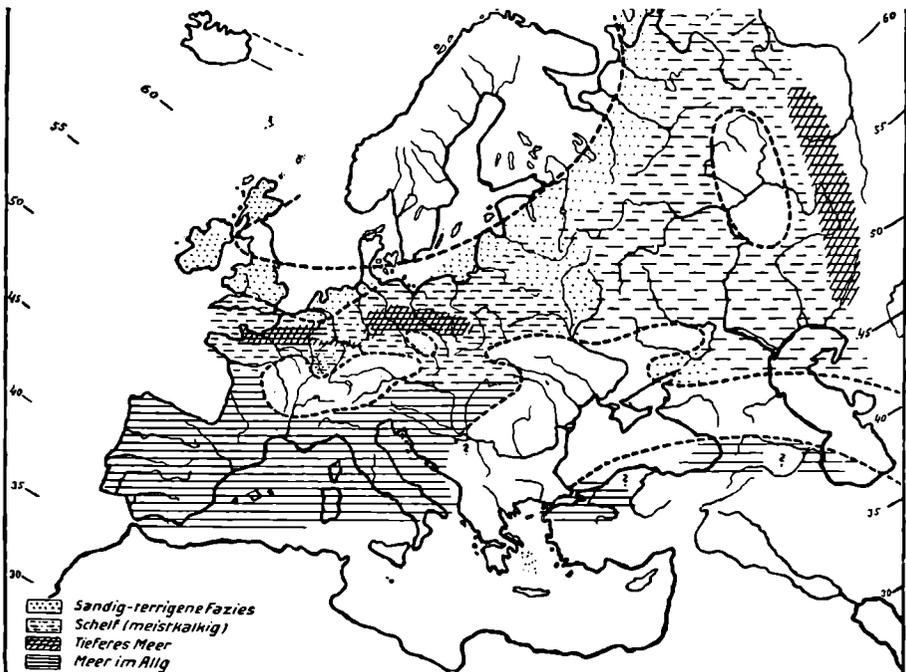


Abb. 4. Palaeogeographische Karte der devonischen Meere in Europa. Nach BORN.

dunkle Tonschiefer (Wissenbacher Schiefer) mit verkiesten Cephalopoden usw. vor, daneben Diabastuffablagerungen (Schalsteine), die der kalkigen Ausbildung des Devons völlig fehlen. Im Oberdevon steigt der Kalkgehalt der Sedimente, und die Fauna (Goniatiten- und Clymenienschichten) nimmt mehr pelagischen Charakter an.

Die Devonablagerungen des Harzes schließen sich direkt an die rechtsrheinische Ausbildung an, bis auf die schiefrig-kalkige sogenannte Herzynausbildung des Unterharzes, die sich auch im Kellerwald findet. Man hat sie früher als Übergangsbildung zwischen Silur und Devon angesehen; ihre Stellung ist auch heute noch nicht völlig geklärt, doch nimmt man an, daß es sich um eine Schwellenfazies handelt.

In Thüringen sind die untersten Devonstufen wahrscheinlich nicht vertreten, da erst das jüngere Unterdevon über verschiedene Silurstufen (meist Untersilur) transgrediert. Diesem Vorgang muß demnach eine Hebung und Abrasion vorausgegangen sein. Vertreten sind neben Tentaculitenschiefern, die möglicherweise noch dem oberen Unterdevon angehören, Braunwacken und dunkle Schiefer des Mitteldevons und vor allem Oberdevon durch Knotenkalke mit Goniatiten und Clymenien (Bohlen b. Saalfeld — Abb. 2 —, Elbersreuth und Schübelhammer im Frankenwald), das auch Konglomerate und Diabase und -tuffe (Planschwitz bei Plauen) enthält. Nach einer Unterbrechung in Sachsen, in der Umrandung der Lausitzer Masse und am Rand des Riesengebirges, wo es wegen der dort sich vollziehenden orogentischen Bewegungen anscheinend fehlt, tritt Devon erst in den mittleren und östlichen Sudeten (Oberkunzendorf, Ebersdorf b. Neurode, Altvatergebirge) wieder in kleineren isolierten Schollen bzw. Becken auf. Außer in den Vogesen, wo man die Calceolaschichten im Breuschthal nachgewiesen hat, ist sicher durch Fossilien nachweisbares Devon in ganz Südwestdeutschland nicht bekannt.

**Karbon.** Vom Devon werden die karbonischen Ablagerungen durch schwache Diskordanz getrennt. Damit machen sich die ersten Andeutungen der Ereignisse bemerkbar, die für die ganze Formation bestimmend sind: starke, sich mehrfach wiederholende Krustenbewegungen, die zu den bedeutendsten des Paläozoikums in Mitteleuropa gehören. Auch die Sedimente der langsam verlandenden Gebiete spiegeln dies wieder. Die klastischen Ablagerungen der Grauwacken deuten die beginnende Hebung an und andererseits steigt von der Basis des ganzen karbonischen Schichtenpakets zum Hangenden die Beimengung festländischer Zerstörungsprodukte.

In ihren unteren Abschnitten ist die Karbonformation in Deutschland noch zum größten Teil marin ausgebildet. Aber schon gegen Ende des Unterkarbons ist ein Teil Deutschlands aus dem Wasser emporgetaucht, und mit fortschreitender Gebirgsgestaltung vergrößert sich das Festland. Die Ablagerungen des Oberkarbons oder des produktiven Karbons sind daher überwiegend terrestrisch oder küstennah und bestehen, wie diejenigen des darauf folgenden Rotliegenden, aus den Zerstörungsprodukten der im Karbon entstandenen Faltengebirge.

**Gebirgsbildung.** Diese Bewegungen lassen sich nach STILLE und KOSSMAT in 6 wichtigere Hauptbewegungsphasen gliedern (Abb. 5), neben denen noch schwächere Undationen einhergehen:

1. Bretonische Bewegung zwischen Devon und Unterkarbon.
2. Sudetische Bewegung zwischen Unter- und Oberkarbon.

3. Erzgebirgische Bewegung zwischen Unter- und Ober-saarbrücker Stufe.
4. Asturische Bewegung zwischen Saarbrücker Stufe (Westfalen) und Ottweiler Stufe (Stefan).
5. Saalische Bewegung zwischen Unter- und Oberrotliegendem.

Es folgt im gleichen Rhythmus dieser Bewegungen schließlich noch die

6. Pfälzische Bewegung nach dem Oberrotliegenden.

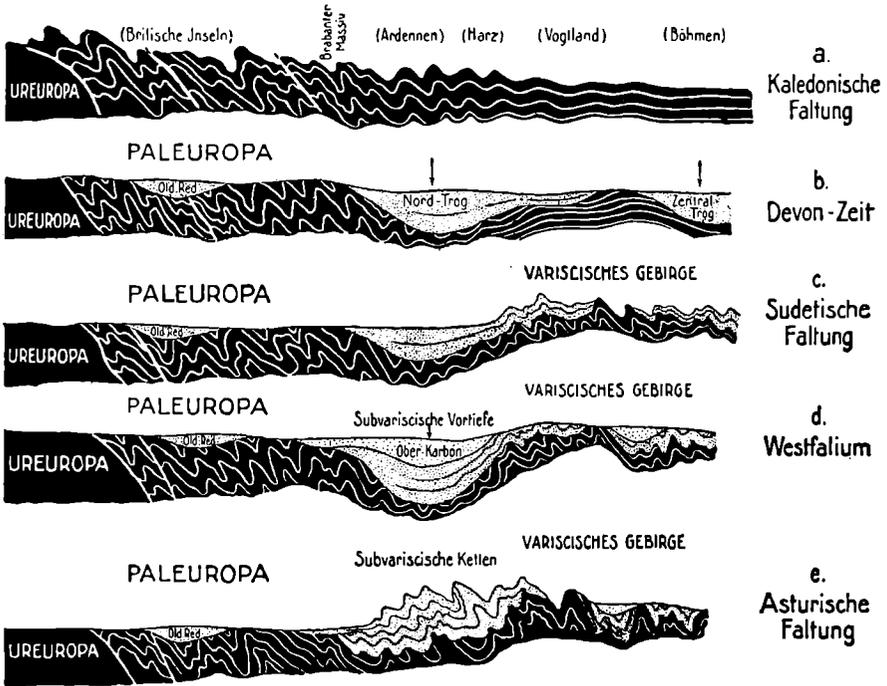


Abb. 5. Paläozoische Faltungs- und Sedimentationsphasen der deutschen Gebirge. Nach H. STILLE.

Die einzelnen Gebiete wurden in verschiedener Weise durch diese Gebirgsbewegungen in Mitleidenschaft gezogen, was sich darin ausprägt, daß die südlichen oberrheinisch-erzgebirgischen Züge der deutschen Mittelgebirge ältere Teile mit Kernen aus kristallinen Schiefen, die nördlichen Erhebungen: Rheinland — Harz aber jüngere Bewegungstreifen, hauptsächlich aus devonischen Schichten bestehend, darstellen, zwischen denen die Innensenken schwächere epirogenetische Senkungsräume andeuten.

Dieses karbonische Faltenland, dem sich im Süden noch die Böhmisches Gebirge und ein weiterer Faltenzug in den West- (Mont-blanc) und Ostalpen (Karnische Alpen) anschließen, übertrifft an

Breite wohl die jungen mediterranen Hochgebirge vom Typus der Alpen; es ist damit aber nicht gesagt, daß es auch ein alpines Hochgebirge darstellte oder nachträglich ebenso stark wie diese herausgehoben wurde. Auch aus der Mächtigkeit der Abtragungsprodukte kann man dies nicht direkt ableiten.

Die inneren Senken ebenso wie die Senkungsräume des Außenrandes (Saumtiefe — STILLE, Abb. 7) sind durch die Kohlenablagerungen charakterisiert, die sich während des Oberkarbons, unter humidem Klima, aus den mächtigen, wahrscheinlich tropischen Sumpfwäldern einer Kryptogamenflora bildeten. Meist baumartige Verwandte der Bärlapp-, Schachtelhalm- und Farn-artigen Gewächse charakterisieren, neben selteneren Koniferen, diese Wälder, während die nah verwandte Flora des Rotliegenden schon durch die dann zahlreicheren Koniferen eine wesentliche Veränderung erkennen läßt. In den marinen Ablagerungen zeigen sich neben Brachiopoden und Crinoiden auch Korallen und Goniatiten; unter den Fischen



Abb. 6. Profil durch die Granitzungen des Passauer Waldes.  
Nach CLOOS aus v. BUBNOFF.

finden sich Ganoiden und Selachier, und als Vierfüßler treten Panzerlurche (Stegocephalen) in den Sumpfgebieten der Binnensenken auf.

**Vulkanismus.** In Zusammenhang mit den Gebirgsbewegungen steht auch das Eindringen plutonischer Eruptivgesteine, im Gegensatz zu den Ergußgesteinen des älteren Paläozoikums, von denen besonders die Diabase des Silurs und Devons erwähnt wurden. Hier sind es vor allem Granite und andere Tiefengesteine, die an der Wende zwischen Unter- und Oberkarbon in den gelockerten Bau des Faltungskörpers eindringen, zum Teil noch an dessen Bewegungen teilnahmen und jedenfalls dessen Druckrichtungen in ihrem Gefüge abbilden. Oft sind sie von deutlich ausgebildeten Kontakthöfen (Brockenmassiv — Abb. 42 —, Kirchberg i. Erzgebirge, Gefrees i. Fichtelgebirge, Barr-Andlau i. Vogesen) umgeben. Wo, wie am Brocken oder am Henneberg i. Ostthüringen, noch das Unterkarbon verändert wurde, zeigt dies an, daß die oberkarbonische Intrusion deutlich mit der Gebirgsbildung in Zusammenhang stand, ja, daß sogar eine Parallelität der magmatischen und tektonischen Zyklen besteht. Die Mehrzahl der deutschen Granite ist daher sicher als jungpaläozoisch, oberkarbonisch oder permisch anzusehen. Nur bei wenigen (Riesengebirge) ließ sich

das Alter noch nicht sicher bestimmen. Auch zwischen den Granitmassen der Tiefe, die meist als Lakkolithen und Batholithen, gelegentlich auch als breite Lager (Abb. 6), in die Gebirgsmassen eingeschaltet sind und den porphyrischen Deckenergüssen und Tuffen (die erst während des Rotliegenden teilweise beträchtliche Entfaltung zeigen) bestehen sehr wahrscheinlich Zusammenhänge, die aber nur selten aufgeschlossen sind.

**Schichtenfolge.** Die Ablagerungen werden in die zwei scharf getrennte Abteilungen des flözleeren Unterkarbons und des produktiven Oberkarbons geschieden. In Deutschland ist das vorwiegend marine Unterkarbon in zwei Ausbildungen entwickelt. Im linksrheinischen Gebiet tritt es zum Teil als organogener Kohlenkalk auf, der noch bei Ratingen (Düsseldorf) vorhanden ist, dann aber im östlichen Gebiet stark zurück tritt. Rechts des Rheins herrscht dagegen die schlammig-sandige und klastische Fazies des Kulms mit Ton- und Kieselschiefern vor, in der Zweischaler (*Posidonia Bechevi*) und Goniatiten auftreten. Auch im Harz und Ostthüringen hat der Kulk mit seinen Grauwacken und Tonschiefern weite Verbreitung (Dachschieferbrüche bei Lehesten i. Thür.). Alle diese Ablagerungen, die sich in sehr ähnlicher Ausbildung in der Chemnitzer Gegend, in den Sudeten, Vogesen und im Schwarzwald finden und in die sich nur gelegentlich kohlenkalkartige Korallenkalke einschließen (Hof, Mittelsudeten) liegen teilweise transgredierend mit Kulmkonglomeraten dem Devon auf, die dem nahen Untergrund entnommen sind, wie z. B. in den mittleren Sudeten (Eulengebirge). Sie sind wohl meist marin zu deuten und die Pflanzenablagerungen nur auf Inseln entstanden zu denken, während dann im Oberkarbon Festlandsbildungen als unmittelbare Folge der Gebirgsfaltung vorherrschen. Solche Inseln wird man im Gebiet zwischen Erzgebirge und Granulitgebirge bei Chemnitz und Hainichen annehmen müssen, wo die wahrscheinlich älteste Kohlenbildung Deutschlands durch abbauwürdige Flöze vertreten ist (bisher als Unterkarbon angesehen; nach GOTHAN 1932 schon als Namur gedeutet).

Während des Oberkarbons wurde die reiche Flora durch die gesteigerten Niederschläge des Gebirgslandes wesentlich beeinflusst. Durch die Abtragungsprodukte und Schwemmlandsbildungen wurden die Pflanzenreste bedeckt, vor der Zerstörung geschützt und so die Kohlenbildung befördert. Der häufige Wechsel zwischen Kohlenflözen, terrestrischen Sedimenten und teilweise auch marinen oder brackischen Zwischenlagen deutet auf dauernde Schwankungen des Bodens. Die Mächtigkeit der gesamten Flözfolge des Oberkarbons (im rheinisch-westfälischen Gebiet ca. 3—5000 m, in Oberschlesien bis 7000 m) weist darauf hin, daß während ihrer Ablagerung der Vorlandssockel in ständiger Senkung begriffen war; 70 kohlenführende Flöze mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1 m kamen so in Westfalen zur Ablagerung. Durch diese Vorgänge wurde aber das Gefälle der Flüsse zeitweilig vermehrt und die Anhäufung der Ablagerungsprodukte vergrößert, andererseits auch dem Meere wiederum gelegentlich der Zutritt zu den Niederungen eröffnet. So entstand die vielfach sich wiederholende Wechsellagerung zwischen den mehr oder weniger mächtigen Kohlenflözen mit Einlagerung von Sedimenten, meist klastischer, oft sogar grober Zusammensetzung und der Wechsel zwischen Festlands- und Meeresablagerungen. Auch die Anhäufung der meist bodenständigen, seltener zusammengeschwemmten pflanzlichen Produkte (allochthon), vor allem in den limnischen Becken, aus denen sich die Kohlenflöze zusammensetzen, wurde dadurch beeinflusst. In Westfalen unterscheidet man über den flözleeren Sandsteinen nach dem gegen das Hangende zunehmenden Gasgehalt:

Westfälische Stufe	C	Flammkohle . . stm 5 360 m		Pflüchtige Bestandteile		Leitflöze
	B	Gasflammkohle stm 4 368 m	35—45%		Fl. Bismarck	
		Gaskohle . . . stm 3 481 m	34—57%		Fl. Zollverein	
	A	Fettkohle . . . . stm 2 630 m	21—33%		Fl. Hugo	
Eßkohle . . . . . stm 1 417 m			Fl. Finefrau			
Namurische Stufe		Magerkohle . . . stu 4 632 m	5—20%			

Verbreitung der Steinkohle (s. auch S. 51). Die wichtigsten Kohlenreviere finden sich am nördlichen und südlichen Außenrand der mitteldeutschen Gebirge in der Nähe des Meeres (Aachen, Westfalen, Oberschlesien), wo sich marine Horizonte zwischen die tieferen Flözgruppen einschalten konnten (paralische Ausbildung). Dort wurden sie durch spät- und nachkarbonische Bewegungen in Falten gelegt und zum Teil sogar gegen Norden zu überschoben. So bilden die westfälischen Ablagerungen den Südflügel eines großen, flachen Beckens, dessen nördlicher Gegenflügel uns aber nicht bekannt ist (Abb. 18). Ein früher vermuteter Zusammenhang zwischen dem rheinischen und ober-schlesischen Gebiet scheint nicht zu bestehen. Dagegen spricht die limnische Ausbildung der Kohle schon in der Bohrung von Dobrilugk in der Mark und im ober-schlesischen Gebiet selbst, das außerdem wohl dem Südrande des variscischen Gebirges angehört (Abb. 7).

In den niederschlagsreichen Mulden im Innern des Gebirgslandes (Abb. 7) hatte sich in kleineren Binnensümpfen (limnische Ausbildung) reiche Vegetation ausgebreitet, die gleichfalls der Anlaß zur Entstehung von Flachmooren und zu Kohlenbildungen wurde (Saarbrücken, Zwickau, Waldenburg, Böhmen und kleinere Vorkommen am Rand von Schwarzwald und Vogesen usw.).

Die flözführenden Ablagerungen werden in drei Stufen gegliedert (Waldenburger St. = Namur, Saarbrücker St. = Westfal, Ottweiler St. = Stefan), die aber nicht überall übereinander entwickelt sind. In Westfalen wie Oberschlesien fehlt das Stefan, während Westfal und Namur kohleführend auftreten. Die Mächtigkeit der Kohlenlager Oberschlesiens, wo außerdem einzelne Flöze bis zu 19 m Mächtigkeit entwickelt sind, erklärt sich wohl zum Teil durch limnische Bildungen. Von den limnischen Kohlengebieten der Innensenken ist die Schichtenfolge Niederschlesiens (Waldenburg) am vollständigsten ausgebildet, wo alle drei Stufen nebst dem Rotliegenden kohlenführend und diskordant über Kulm liegen. Im Saarbrücker Revier sind sowohl Saarbrücker wie Ottweiler

Schichten entwickelt, während im Erzgebirge nur die oberen Saarbrücker und Ottweiler Schichten und bei Mansfeld, Wettin und Löbejün nur die Ottweiler Schichten in verschiedenen Abteilungen vorkommen.

**Perm.** Ist die karbonische Zeit in der Hauptsache durch die Aufrichtung der Gebirge und starke Kohlenbildung in den Innen- und Außensenken charakterisiert, so zeigen die älteren permischen Ablagerungen (Rotliegendes) besonders starke Abtragung, mit der

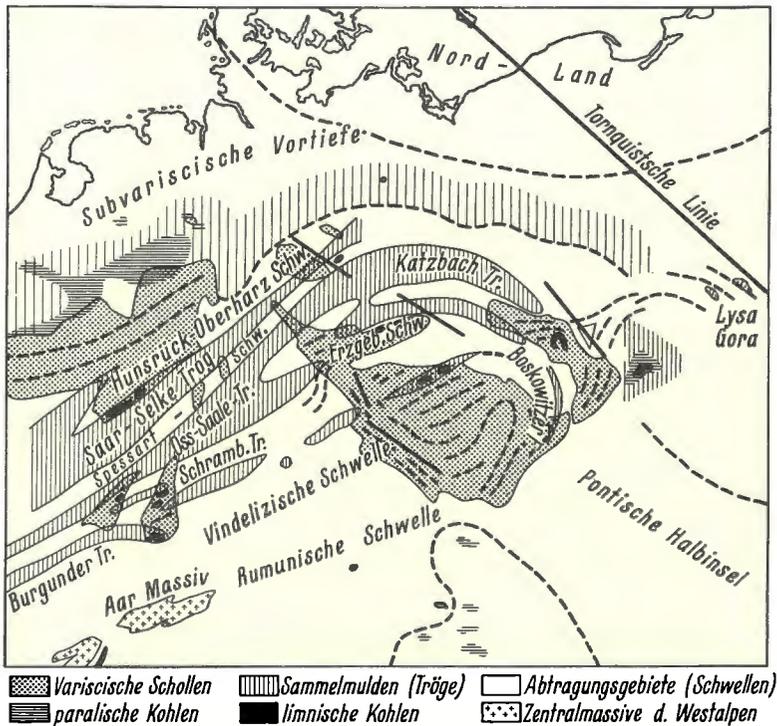


Abb. 7. Becken und Schwellen der variscischen Orogenese.  
Nach STILLE, BORN, G. WAGNER und WURM.

gleichzeitig mächtig entwickelte vulkanische Deckenergüsse, aber nur eine spärliche Kohlenbildung in kleineren Restsenken verbunden sind. Aus dem Charakter der Schichten können wir entnehmen, daß das Klima, das während des Karbons feucht und teilweise gemäßigt gewesen sein muß, sich, wenigstens vom Oberrotliegenden an, in ein arides Klima gewandelt hat.

Die Zweiteilung der Formation (Dyas) zeigt sich auf deutschem Boden sehr deutlich in der terrestrischen Ausbildung des dem Karbon noch näher verwandten Rotliegenden und dem marinen Zechstein. Eine Abgrenzung gegen das Karbon ist vielfach schwer,

daher ist es verständlich, daß am Kyffhäuser und Harzrand die Reste der Ottweiler Stufe früher vielfach dem Rotliegenden zugerechnet wurden. Andererseits versucht man heute die Grenze erst an der Wende zwischen unter- und oberrotliegenden Schichten, die vielfach diskordant auf den älteren liegen, zu ziehen oder überhaupt die Trennung zwischen Paläozoikum und Mesozoikum zwischen Rotliegendes und Zechstein zu verlegen, da die jüngeren marinen Bildungen des Perms zum Teil engere Beziehungen zum Mesozoikum aufweisen.

**Rotliegendes.** Die Mehrzahl der während des Karbons entstandenen Gebirgserhebungen verfiel der Abtragung, zum Teil wurden sie schon während des Oberkarbons zerstört, andere erst während des Rotliegenden. Sandsteine, Gerölle und Konglomerate sind die Reste dieses Einebnungsprozesses, der in eine Festlandsperiode mit trockenem, warmem Klima fällt, worauf die roten Zersetzungsprodukte der Gesteine deuten, die der Formation den Namen gaben. Als oberflächliche Zeugen der starken vulkanischen Tätigkeit sind die gang- und deckenförmigen Porphy- und Melaphyrmassen usw. im Saar-Nahe-Gebiet, in den Vogesen, im Schwarzwald, in Thüringen und Sachsen anzusehen.

Die Trümmer- und Schuttmassen finden sich heute besonders an den Außenhängen der alten Gebirgzüge, seltener und dann nur von geringerer Mächtigkeit in den inneren Talgebieten, zwischen den einstigen Höhenzügen abgelagert. Es lassen sich auch (Abb. 7) durchlaufende Einsenkungen von breiterer und tieferer Entwicklung ausscheiden, wie die Saar-Selke-Senke, die von SW nach NO bis in den Unterharz, und die Oos-Saale-Senke, die sich in gleicher Richtung von Baden-Baden bis nach Halle und an die Katzbach in Niederschlesien verfolgen läßt. Tierische und pflanzliche Reste kennen wir nur aus einigen lagunenartigen, zum Teil von Fischen, Stegocephalen und den ersten Reptilien bevölkerten Sumpfbildungen und Süßwasserseen, in denen sich, ebenso wie vorher im Karbon, kleine und lokal begrenzte Kohlenflöze bildeten (Manebach, Stockheim, Döhleener Becken usw.).

**Schichtenfolge.** Die Gliederung und genaue Untersuchung der Formation ging vom Saarbrücker Gebiet aus, wo auf die Cuseler Schichten des Unterrotliegenden die Lebacher Schichten der mittleren Stufe folgen, und zwar Schiefertone (mit Toneisensteingeaden, in denen häufig Tier- und Pflanzenreste eingeschlossen sind), Sandsteine und Konglomerate mit schwachen Kohlenflözen. Die Schichten des Oberrotliegenden sind dagegen fossilfrei. In Thüringen, wo besonders Eruptivgesteine und ihre Tuffe in der mittleren Stufe (Oberhöfer Schichten) vorherrschen, setzen die fünf Abteilungen, die sich innerhalb der rotliegenden Schichtenfolge unterscheiden lassen, fast den ganzen Nordwestteil des Gebirges zusammen. Am Erzgebirgsrand fehlt wahrscheinlich die untere Abteilung, dagegen sind die mittleren Schichten (Chemnitz) durch schwache Kohlenflöze und Lager von verkieselten Psa-

ronienstämmen bezeichnet. Im Plauenschen Grund bei Dresden (Döhlener Becken) boten drei abbauwürdige Kohlenflöze des Unterrotliegenden bis vor kurzem noch die Möglichkeit für die Entwicklung eines lokalen Industriegebietes. In den mittleren Schichten wurden die Funde einer reichen Wirbeltierfauna berühmt, die gleich den Lebacher Schichten und den Goldlauterer Schichten Thüringens Branchiosaurus und andere Amphibien und Reptilien enthalten. Im Mansfeldischen ist vor allem die obere Abteilung entwickelt, und zwar in der Form von Melaphyr und Porphyrkonglomeraten, während die mittlere Stufe ganz zu fehlen scheint. In Schlesien kommen rotliegende Schichten am Nordabhang des Riesengebirges, in den Mittelsudeten und in der Grafschaft Glatz vor, während das

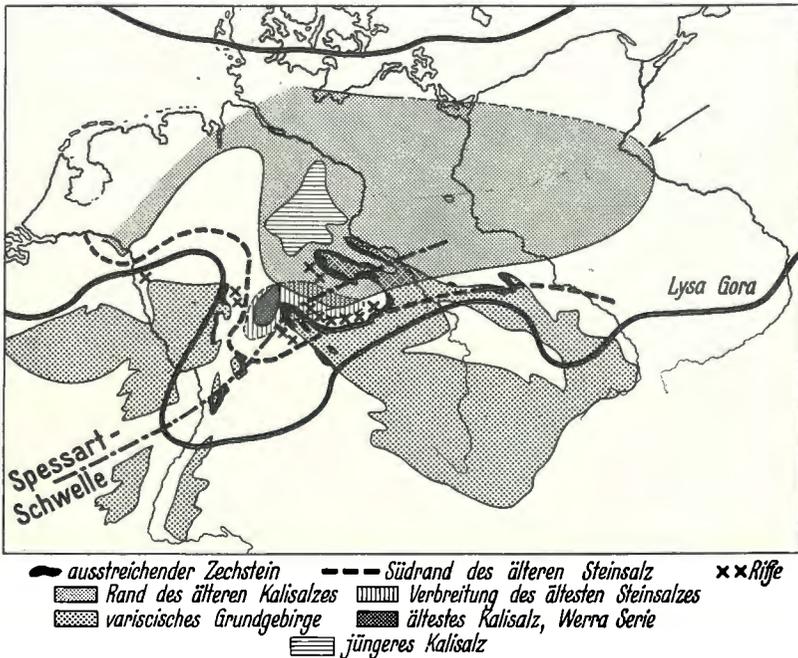


Abb. 8. Die Verbreitung des Zechsteinmeeres (schwarze Linie) und der Kalisalze. Nach STILLE, G. WAGNER, v. FREYBERG und EVERDING.

Rotliegende im Schwarzwald und in den Vogesen in mehreren Stufen transgredierend auftritt. Die Lebacher Schichten sind aber im Schwarzwald nur schwach entwickelt und fehlen in den Vogesen ganz.

Zechstein. Erst während der jüngeren Permzeit begann das Meer wieder von Osten her in das Kontinentalgebiet, welches Deutschland seit dem Oberkarbon darstellte, vorzudringen. Eine starke Einebnung der einstigen Erhebungen und eine Senkung muß dem vorangegangen sein, so daß das Meer das Festland überfluten konnte. Später folgte wieder eine Verlandung, so daß das Binnenmeer der Zechsteinzeit, dem wir eine Reihe wirtschaftlich wichtiger Produkte (Kupferschiefer, Steinsalz und Kalisalze, neuerdings auch Erdöl) verdanken, nur als eine kurze Überflutungsperiode anzusehen ist.

Wie das Profil des Bohlen bei Saalfeld zeigt (Abb. 2), liegt der Zechstein daher auch meist transgredierend und diskordant über den älteren, z. B. devonischen und karbonischen, teilweise gefalteten oder wenigstens aufgerichteten Schichten. Die klimatischen Verhältnisse dürften nicht wesentlich verschieden von der vorangehenden und nachfolgenden (Buntsandstein-) Zeit gewesen sein.

Die Südgrenze des Zechsteinmeeres (Abb. 8) ist am Rande der Sudeten, des westlichen Erzgebirges, des Frankenwaldes, des nördlichen Schwarzwaldes und Pfälzerwaldes anzunehmen (Albersweiler, Heidelberg, Heilbronn). Die Begrenzung im Norden muß in der Nähe des Gipsberges von Seeberg in Holstein angenommen werden. Die nördlichen Teile des karbonischen Gebirges waren damals anscheinend schon vollständig wieder eingeebnet und versunken, denn nichts deutet auf das Vorhandensein von größeren Inseln im Zechsteinmeer. In Thüringen wird das nahe Ufer des Meeres durch die Riffbildungen (Bryozoenriffe) angedeutet, die während des unteren und mittleren Zechsteins entstanden. Andererseits weist der Zechstein bei Steinheid und Oberhof, der heute in der Höhe von 800 m liegt, darauf hin, daß das Meer, wenn auch vielleicht nur einzelne Teile des kurz vorhergebildeten Gebirges, sogar in den Sattelgebieten (Schwarzburg) überflutete (Abb. 11).

Schichtenfolge. Besonders typische Ablagerungen des Zechsteins finden sich in der Gegend von Mansfeld, wo sie den Anlaß zu dem uralten Kupferschiefer-Bergbau gaben. Auch die Namen des Roten (tot) Liegenden, des Weißliegenden und des Zechsteins selbst nebst manchen aus der Bergmannssprache übernommenen Begriffen stammen aus diesem Gebiet. Der untere Zechstein beginnt mit dem Transgressionskonglomerat (Zechsteinkonglomerat) des hereindringenden Meeres. Darüber folgt der Kupferschiefer mit seiner verarmten, aber an Individuen reichen Fischfauna (*Paläoniscus*, *Platysomus*) nebst Landpflanzen, der sich am ehesten mit Randbildungen des heutigen Schwarzen Meeres vergleichen läßt. Über den Zechsteinkalken mit *Productus horridus* folgen die mittleren Ablagerungen (Rauhwacken, Stinkschiefer und Anhydrit), die arm an Versteinerungen sind, und schließlich der obere Zechstein mit den Steinsalz- und Kalisalzlagern. Diese werden nach oben durch die Salzzone abgeschlossen und von den oberen roten Letten mit Gipsablagerungen überdeckt.

Im Südwesten Deutschlands finden wir statt dieser reich gegliederten und teilweise sehr mächtigen Schichtenfolge nur noch eine schwache, fossilführende Dolomitbank. Stellenweise werden die groben Gerölle des Rotliegenden direkt von den feineren Sandsteinen des Buntsandsteins überlagert. Ein Zeichen dafür, daß in den nicht vom Meere überfluteten Teilen sowohl Klima wie Sedimentbildung keinem nennenswerten Wechsel unterlagen.

Verbreitung der Kalisalze (s. auch S. 53). Von besonderer Wichtigkeit sind die einst als Abraum auf die Halde geschütteten Kalisalze, die nur in den tiefsten Teilen des ständig sich vertiefenden Meeresraumes zur Ablagerung kamen. Wie die Karten zeigen (Abb. 8 u. 20), ist die Verbreitung des Steinsalzes auf die Mitte der Zechsteinwanne beschränkt und nimmt an Mächtigkeit gegen die Beckenränder ab,

während die Kalisalze vor allem am Harzrand, in Niedersachsen und an der oberen Werra vor späterer Zerstörung verschont blieben. Im Subherzynischen Hügelland (Abb. 44) sind sie vor allem an die aufgepreßten Salzstöcke gebunden.

Diese Bildungen, sowohl die Küstenriffe wie das schnell verdunstende Meeresgebiet mit den Salz- und Gipslagern, das nur spärliche Zufuhr an frischem Wasser von Osten her erhielt, lassen sich durch die Annahme eines abgeschnürten Binnenmeerbeckens bei einem wärmeren Klima erklären, wie es heute etwa noch in der Umgebung des Kaspischen- und Aralsees herrscht. Der skythische Wall Westrußlands wurde vom permischen Meer zeitweilig überflutet, bildete aber dann die Barre, hinter der die Salzablagerungen entstanden.

Am Ende der Permischen Zeit, und demnach nach der bisher gültigen Einteilung mit Abschluß des Paläozoikums, zog sich dieses flache, nur auf Mittel- und Norddeutschland beschränkte Meer wieder gänzlich aus Deutschland zurück, so daß an der Grenze beider Zeitalter wieder Festlandsgebiete vorherrschten.

### 3. Die Ablagerungen des Mesozoikums.

**Trias.** Das Mesozoikum ist, aber nur in Deutschland, eine Zeit der Ruhe. Weder Eruptionen sind zu erwähnen, noch nennenswerte Bewegungen des Erdbodens in den unteren Abteilungen. Die kimmerischen Dislokationen (Obertrias, Oberjura) haben anscheinend nur örtliche Verbreitung gehabt und erst gegen Ende der Kreidezeit zeigt sich stärkere Unruhe (Saxonische Faltung). Während die älteren Formationen meist sehr wechselnde Schichtenfolge zeigen, ist die deutsche Trias ziemlich einheitlich aus Seichtwasser-, Binnensee- und Festlandsbildungen zusammengesetzt. Gegenüber der normalen ozeanischen Entwicklung zeigen die epikontinentalen Meere in der germanischen Binnenmeerprovinz eine Gliederung in einen unteren vorwiegend sandigen Teil, einen mittleren kalkigen und einen oberen vorwiegend mergeligen Teil. Von allen Formationen zeigt diese Ausbildung besonders in Mitteldeutschland die gleichmäßigste und weiteste Ausdehnung. Daneben finden sich noch isolierte Triasinseln in Nieder- und Oberschlesien, unter dem norddeutschen Diluvium bei Rüdersdorf, bei Lüneburg und auf Helgoland.

Die Dreigliederung in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper stellt eine Fortsetzung des Wechsels zwischen festländischen Trockengebieten mit zum Teil fluviatilen Ablagerungen und flachen, sich allmählich vertiefenden Meeresbecken dar, wie wir sie im Oberkarbon und Perm kennenlernten. Dabei läßt sich feststellen, daß die Ausdehnung der germanischen Triasgeosynklinale allmählich in rheinischer

Richtung zunahm<sup>1)</sup>, verglichen mit der engen Begrenzung des flachen Zechsteinmeeres (Abb. 9). In den terrestrischen Ablagerungen des Buntsandsteins und Keupers hat man noch Verwitterungsprodukte der hochgelegenen Gebiete im Westen und Süden (Vindelizische Schwelle?) vor sich; die Ablagerungen des Buntsandsteins sind aber

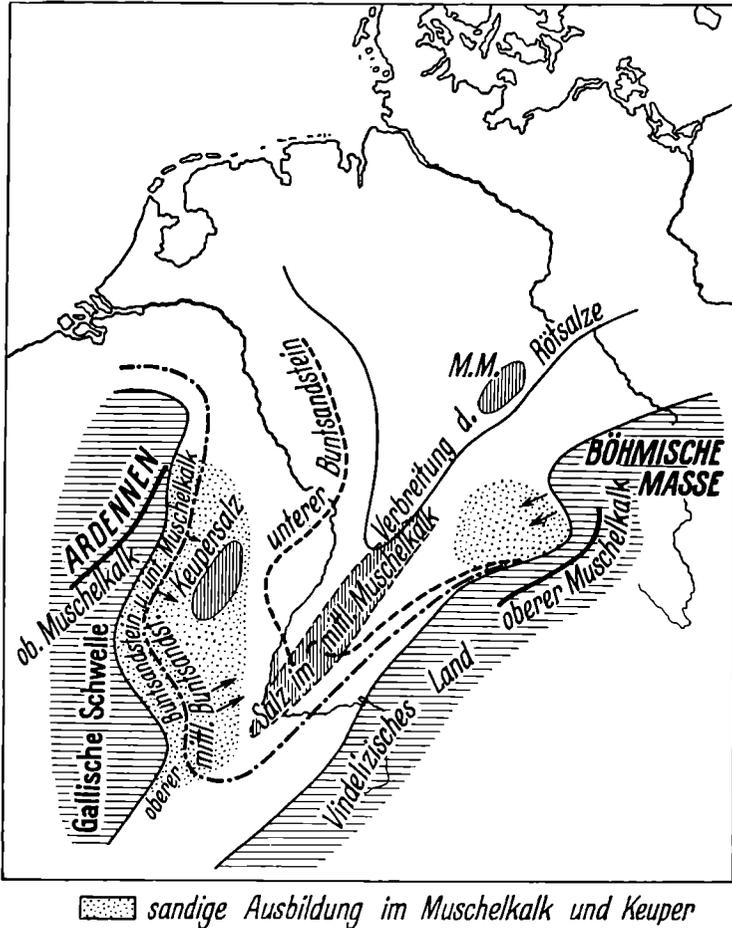


Abb. 9. Die Verbreitung der unteren und mittleren Trias.  
 Nach BRINKMANN, G. WAGNER u. a. (M.M. = Salz im mittleren Muschelkalk).

noch größer als die des Keupers, weil inzwischen die Randgebiete flacher und das Gefälle geringer wurde. Der Meereseinbruch, der mit salinaren Bildungen beginnend und, zeitweilig von seinem Zufuhrgebiet abgeschnitten, Wiederholungen solcher erkennen läßt (mitt-

<sup>1)</sup> BRINKMANN, Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. Z. D. G. G., 1926, S. 52.

lerer Muschelkalk), kam vom Südosten und zeigt deutlich die Verbindung mit der mediterranen Geosynklinale an.

Buntsandstein. Während der Buntsandsteinzeit (Mächtigkeit der Ablagerungen in Süddeutschland 500 m, in Norddeutschland bis ca. 1500 m) herrschte auf dem deutschen Festlande ein trockenes und warmes Klima bis in das Gebiet der Alpen hinein. Nur gelegentliche, rasch vorübergehende Meereseinbrüche fanden statt und hinterließen neben spärlichen Fossilresten und den Gipsmassen, welche einzelnen Horizonten dieser Formation eigentümlich sind, Binnenseen von geringerer Ausdehnung, in denen die Salzbildung sich weiter fortsetzte. Die Tiefenrinne dieser flachen Senke, in der sich der Buntsandstein bildete, verlief in rheinischer Richtung von der Pfalz nach Thüringen und zur Weser und wurde vom gallischen Festland im Westen und vom vindelizischen Land im Osten und Südosten begrenzt. Diese hohen und wahrscheinlich niederschlagsreichen Gebirgsländer umrahmten ein großes, abflußloses und regenarmes Tiefgebiet, wie wir solche noch heute in Zentralasien oder Nordafrika antreffen. Geringe Senkung reichte hier aus, um eine zeitweilige Überflutung herbeizuführen. Andererseits dürften zeitweilig anschwellende Flüsse, die ihr Bett ständig verlegten, für die Verteilung des Sandes und Verwitterungsschuttes gesorgt haben, so daß kaum anzunehmen ist, daß Dünen und Windablagerungen hierfür allein in Frage kommen. Wir können uns daher einen Teil des mitteldeutschen Sandgebietes, mit seinen roten und weißen Sandsteinen und Konglomeraten am ehesten wie die Schottgebiete des heutigen Nordafrika vorstellen. Auch Windwirkung hat dort eine Rolle gespielt, doch ist die Verallgemeinerung solcher Bildungsmöglichkeiten entschieden zu einseitig. Nur begrenzte Teile Deutschlands werden damals echten Wüstencharakter besessen haben; für diese ist daher ein Vergleich mit Wüstengebieten und ihren nur periodisch mit Wasser erfüllten Seen berechtigt. Neben spärlichen Muschelresten (*Geovillia purchisoni*), die möglicherweise dem Fluß- oder Süßwasser entstammen, treffen wir meist nur die Fährten größerer Reptilien (*Chirotherium*), seltener Schädel oder Knochen von Stegocephalen.

Innerhalb des Buntsandsteinbeckens können wir eine randliche und eine zentrale Ausbildung und während der mittleren Buntsandsteinzeit an allen Rändern ein starkes Übergreifen über die Verbreitungsgebiete des unteren Buntsandsteins feststellen. Besonders stark war dieses zur Zeit des Hauptkonglomerats, das ebenso wie die oberen Konglomerate des mittleren Buntsandsteins für die südlichen und südwestlichen Randgebiete bezeichnend ist, während diese im zentralen Gebiet zurücktreten. Auch der obere Buntsandstein (Vltziensandstein) tritt am südwestlichen Rand als feinkörniger, pflanzenführender Sandstein auf. Im zentralen Gebiet begann aber in der oberen Abteilung (Röt) die Wiederholung eines Vorganges, den wir bereits in dem von Osten vordringenden Zechsteinmeer mit seiner artenarmen Fauna kennenlernten.

Muschelkalk (Gesamtmächtigkeit ca. 250 m). Während des unteren Muschelkalkes drang ein seichtes Meer von Osten und NO nach Deutschland vor, dessen Ablagerungen im Südwestdeutschland auf Küstennähe schließen lassen. Demgemäß herrschte im Norden und Osten schon marine Faziesausbildung, während in der Mitte noch die Rötmergel verbreitet waren. Während des mittleren Muschelkalk zog sich dies Meer jedoch wieder zurück, wie die Dolomit-, Gips- und Salzlager und der Mangel an nennenswerten organischen Resten andeuten; erst im oberen Muschelkalk, der besonders in Süddeutschland stark ausgebildet ist, können wir dann ein wiederum seichtes und

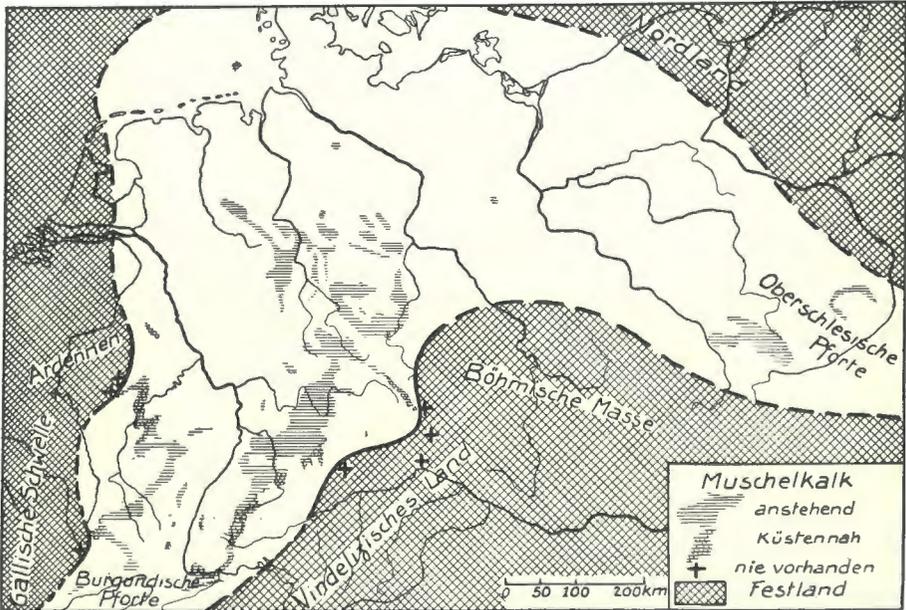


Abb. 10. Karte des Muschelkalkmeeres in Mitteleuropa mit der Verbreitung des anstehenden Muschelkalkes.

Aus WAGNER, Erd- und Landschaftsgeschichte, Abb. 360, S. 394.

von Landmassen umgebenes Binnenmeer feststellen, das nicht nur im Osten, sondern auch im Westen (Burgundische Pforte) mit dem offenen Ozean in Verbindung stand, von diesem aber durch die breite Landmasse des vindelizischen Rückens, im Gebiet des heutigen Alpenvorlandes, getrennt war (Abb. 10).

Nur in den Randgebieten (z. B. Lothringen) finden wir sandige Ausbildungen (Muschelsandstein), die bis in den oberen Muschelkalk hinaufreichen, während im übrigen Kalkablagerungen vorherrschen. Auch die Fauna des Muschelkalkes ist, ähnlich der des Zechsteins, als eine Reliktenfauna anzusehen, die arm an Arten, aber mit weiter, gleichbleibender Verbreitung, geringem faziellen Wechsel und un-

geheurer Individuenzahl auftritt. In einzelnen Lagen ist ein gewisser Reichtum an Muscheln, Schnecken, Brachiopoden, Crinoiden und Ammoniten mit einfacher Kammerung (Ceratiten) zu verzeichnen. Für diese faunistische Eigenart haben wir weniger die geringe Tiefe des Beckens als seinen höheren Salzgehalt verantwortlich zu machen.

Keuper. Die an Kohlen, Gips und Salz reichen Keuperschichten sind wiederum durch eine Hebung und teilweise Austrocknung zu erklären und wohl zum Teil als terrestrisch-fluviatile Bildungen mit vereinzelt marinen Schichten und ärmlicher Reliktenfauna anzusehen. Ihre Mächtigkeit ist so überaus schwankend, daß es unmöglich ist, allgemeingültige Mächtigkeitszahlen anzugeben. Ihre Verbreitung greift aber über die des Muschelkalkes weit hinaus; so liegen sie im Westen transgredierend auf Buntsandstein, im Osten auf altem Gebirge.

Die untere der drei Abteilungen (Lettenkohle) weist noch eine gewisse Verwandtschaft mit dem Muschelkalk auf und stellt eine Zwischenbildung zwischen marinen und terrestrischen Ablagerungen dar. Ebenso wie bei den Sedimenten des Buntsandsteins handelt es sich beim Keuper um Verwitterungsprodukte, welche durch fließendes Wasser aus höher gelegenen, regenreichen Teilen des umgebenden Festlandes in die tiefer gelegenen und trockeneren geführt und dort (zum Teil auch durch Windwirkung) aufgeschichtet wurden. Auch hier kann man demnach Randgebiete mit Sandsteinen wie bei Kulmbach, Fürth und Ansbach unterscheiden und entferntere Gebiete wie in Schwaben, Franken oder im Elsaß, wo die Sandsteine nur in den oberen Abteilungen, dagegen zu unterst Gipse auftreten. Petrographisch stellt der mittlere, bunte Keuper eine Wiederholung des Buntsandsteins mit seiner subärischen, kontinentalen Entstehung dar, der in warmem Klima mit gelegentlich starken Niederschlägen entstand. Im Innern des Beckens (Nordwestdeutschland, Thüringen, Schlesien) herrschen Tonmergel und Dolomite vor und nur das Rhät zeigt gelbliche Sandsteine und dunkle Tone mit reicher Flora und Fauna. In dieser obersten Abteilung wird auch, zum ersten Male seit dem Karbon, wieder eine direkte Verbindung mit dem offenen Ozean im Süden hergestellt, nachdem auch die trennende Landmasse (Vindelizische Schwelle) teilweise überflutet wurde.

In den wechselnden Flachwasserablagerungen des Zechsteins, Buntsandsteins, Unter-, Mittel- und Oberen Muschelkalkes, sowie des Keupers sehen wir demnach eine deutliche Abbildung der Festlandsschwankungen, die das deutsche Triasgebiet durchzumachen hatte. Die Trias ist hier eine Zeit festländischer Ablagerungen, die nur zeitweilig von marinen Ingressionsmeeren überflutet wurden,

ähnlich wie in anderen Kontinentalgebieten (Texas, Südafrika, England, westliches Mittelmeergebiet) dieser Zeit.

Von dem reichen tierischen Leben, welches gleichzeitig in den faziell so wechselnden Gebieten des Mittelmeeres herrschte und das in den alpinen Ablagerungen, vor allem in denen des Keupers (Hallstädter Kalke usw.) erhalten ist, spüren wir in den Ablagerungen der germanischen Trias so gut wie nichts. Die wenigen Ammoniten (*Ptychites*), die während des Muschelkalkes von dort nach Mitteldeutschland — vermutlich durch Strömungen — gelangten, stellen eine Ausnahme dar. Von Wirbeltieren sind aus der Trias die letzten Stegocephalen (*Mastodonsaurus*) und verschiedene Saurier (*Zanclodon* usw.) zu erwähnen, neben den ältesten Säugetierresten.

Nur in Oberschlesien, das mit dem ozeanischen Becken direkt in Verbindung stand, sind eine ganze Reihe alpiner Formenelemente vorhanden.

**Jura.** Der Kampf zwischen Festland und Meer wurde schon durch die flache marine Transgression des Rhät, am Ende der Triaszeit, zugunsten des Meeres entschieden. Von der Grenze gegen diese Formation ab, deren artenreiche Fauna weder mit dem Muschelkalk noch mit dem Jura irgendwelche Formen gemeinsam hat, herrschten in Deutschland während der ganzen Jurazeit, mit geringen Ausnahmen im oberen Jura Norddeutschlands, überall marine Bedingungen. Diese Überflutung ging jedoch nur langsam vor sich, so daß die Böhmisches Masse und ihre Randgebiete während der Liaszeit noch Festland waren (Abb. 11). In Norddeutschland ist das östlichste Vorkommen des Lias bei Cammin an der Dievenowmündung. Erst während der mittleren Jurazeit (*Dogger*) greift das Meer weltweit über die randlichen Festländer über und dringt auch in Deutschland weiter nach Osten vor.

In Zusammenhang mit dieser Ausbreitung des Meeres, die bis in den Malm andauert, steht auch die Entwicklung der Gesteinsbeschaffenheit und der Fauna, die durch ihren großen Reichtum an wohl erhaltenen Fossilien (vor allem Ammoniten) eine klare und charakteristische Gliederung in viele Unterstufen ermöglicht (Abb. 56). Daher nahm auch die ganze auf Leitfossilien begründete Stratigraphie, die erstmalig am Ausgang des 18. Jahrhunderts für den Jura von dem Engländer WILLIAM SMITH aufgestellt wurde, von dieser Formation ihren Ausgang.

**Schichtenfolge.** Im schwarzen Jura (Lias) herrschen dunkle, tonreiche Sedimente vor, die gleich dem blauen Schlick der Kontinentalränder von Flüssen herbeigeführt sein mögen. Die Fauna ist, wie auch bei anderen Schlickfaunen, noch ärmlich und das Versteinerungsmittel (Schwefelkies) deutet auf Schwefelwasserstoffe hin, wie sie sich z. B. heute noch am Grund wenig durchlüfteter Meere, wie des Schwarzen

Meeres, bilden. Ammoniten und Belemniten herrschen vor, ebenso sind Brachiopoden und Crinoiden in Mengen vorhanden, während Muscheln und Schnecken zurücktreten.

Während des braunen Jura (*Dogger*) lagern sich eisenreiche Sandsteine und Oolithe (*Minetteerze*) in Württemberg, Lothringen und Luxemburg ab. Die Fauna wird mannigfaltiger und die Ablagerungen greifen weit auf alte Landgebiete über. Im weißen Jura (*Malm*), dessen reiches Tierleben in organogenen Ablagerungen (Schwamm- und Korallenriffe) erhalten ist, weicht die östliche Küste immer weiter zurück und führt nur noch wenig Sedimentmaterial den westlichen Meeren zu. In Norddeutschland, dessen Jurabecken seit dem *Dogger* keine engere und dauernde Verbindung mit den südlichen Ablagerungsräumen besaßen, weicht auch das Meer in dieser jüngsten Periode zurück und macht einer Brackwasser- und Süßwasserfazies (*Purbeck*) Platz. Die Erhaltung der Fossilien im weißen Jura ist oft sehr mangelhaft, was auf die starken Veränderungen zurückzuführen ist, die in Riffbildungen vor sich zu gehen pflegen. Besonders die Ablagerungen in der Lagune von Solnhofen zeigen eine, vor allem auch an interessanten Wirbeltierresten reiche Fauna.

Im allgemeinen zeigt die Fauna der Juraformation, unter der in allen Stufen Ammoniten und Belemniten vorherrschen und als Zonenfossilien besondere Bedeutung haben, eine zunehmende Mannigfaltigkeit. Im braunen Jura werden auch Muscheln, Schnecken und Seeigel häufiger. Von Wirbeltieren sind vor allem Flug- und Meeresaurier zu nennen; im außereuropäischen Jura auch größere Dinosaurier.

Die Verbreitung der Juraablagerungen verteilt sich in Deutschland auf den Süden zwischen Rhein, Bodensee und dem Frankenjura und neben vereinzelt Resten im Rheintal, in Thüringen, Sachsen und Schlesien und an der Ostseeküste in Pommern vor allem auf das herzynisch streichende Faltungsgebiet an der Weser. Besonders charakteristisch sind die hellen Steilwände und schroffen Felsmassen (Lichtenstein, Teck) des *Malm* in der Schwäbischen Alb und Fränkischen Schweiz (Abb. 56), ebenso wie die tiefen Flußeingschnitte (*Porta Westfalica*, *Donaudurchbruch bei Beuron*), bei denen

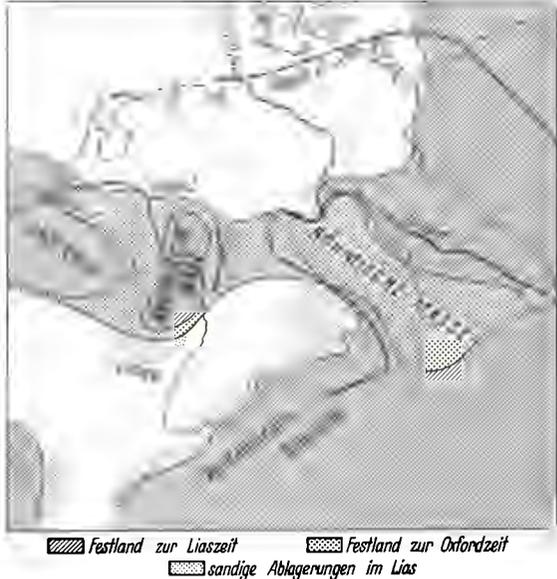


Abb. II. Die Verbreitung der Jura-meere.  
Nach STILLE, G. WAGNER u. a.

gleichfalls der weiße Jura der Landschaft das romantische Gepräge gibt, während Dogger und Lias auf die flachen Plateaus oder auf die mehr oder weniger sanft ansteigenden Abhänge beschränkt bleiben.

An der Grenze von Jura und Kreide war Deutschland anscheinend wieder völlig vom Meere entblößt, da keine marinen Ablagerungen aus dieser Zeit bekannt sind. Neben einem stark gehobenen südlichen Teil können wir in Norddeutschland ein gesunkenes nördliches Gebiet feststellen. Wohl auch eine Folge der Dislokationen, die man als kimmerische Faltung bezeichnet, die aber nur eine Krustenbewegung von germanotyper Art (STILLE) darstellen. Als Festlandsgebiete während des ganzen Juras sind ein Teil des

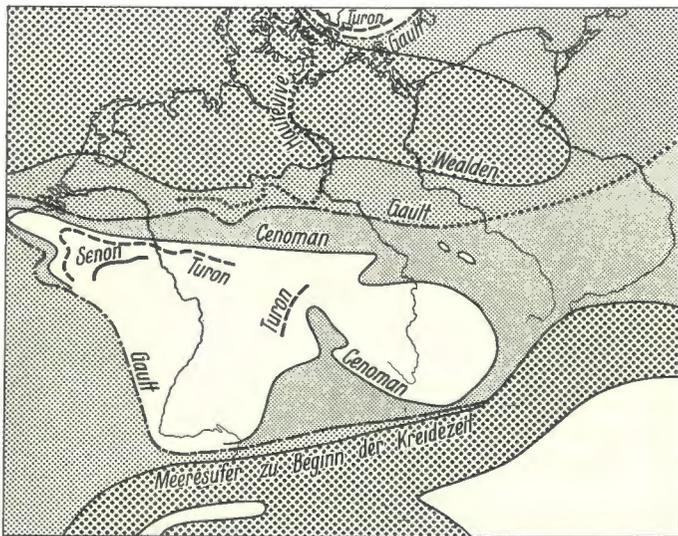


Abb. 12. Die Transgression der Kreidemeere (weiß = Festland).  
Nach STILLE, WAGNER, v. BUBNOFF, HAUG u. a.

Rheinischen Schiefergebirges und der Böhmisches Masse anzunehmen, deren Verbindung zur Liaszeit durch eine mitteldeutsche Schwelle teilweise angedeutet ist. Hieraus ergibt sich auch die Trennung des süddeutschen und norddeutschen Beckens. Besonders während des Malms war diese Trennung eine schärfere als zwischen dem klassischen Verbreitungsgebiet der Formation in Schwaben und dem Lothringer Jura einerseits oder dem Schweizer Jura andererseits, der der Formation den Namen gegeben.

**Kreide.** Die auf Norddeutschland beschränkten Ablagerungen der Unterkreide beginnen mit Sandsteinen (Deistersandstein), in die Kohlenflöze (mit Farnen, Koniferen, Cycadeen in den Zwischenschichten, während Dicotyledonen noch fehlen) eingeschaltet sind. Gleichzeitig

lagern sich die brackischen Wäldertone ab. Während der Neokomzeit dringt das Meer wieder von Norden her vor, überflutet aber nicht das deutsche Mittelgebirgsgebiet, das in der Hauptsache während der ganzen Formation seinen Festlandscharakter bewahrt. Die sandigen Schichtbildungen dieser Zeit greifen meist auf ältere Formationen (Trias und Jura) über und beginnen im westlichen Harzvorland mit einem Kalkkonglomerat (Hilskonglomerat), über welchem der Hilston folgt. Erst mit der oberen Kreide (Cenomantransgression) überflutet das Meer (Abb. 12), das bis dahin auf NW-Deutschland beschränkt blieb, auch das mittlere Deutschland. Bis nach Süddeutschland kann man diese Transgression verfolgen und in Westfalen, Sachsen, Schlesien, Böhmen und dem östlichen Bayern (Regensburg) das Vordringen auch über paläozoische Ablagerungen (Essen) und älteres Grundgebirge feststellen. Möglicherweise überflutete das Meer sogar zeitweilig auch Teile des archaischen Böhmerwaldes. In Thüringen (außer dem Ohmgebirge bei Worbis), im größeren Teil Böhmens, ebenso in Südwestdeutschland, welches nicht einmal von der Cenomantransgression erreicht wurde, müssen wir ein Festlandsgebiet annehmen, da wir von dort keine Kreidereste kennen. Besonders fossilreich ist die obere Kreide im westfälischen, norddeutschen, sächsisch-böhmischen und baltischen Gebiet entwickelt. Überall liegt hier das oft als Grünsand ausgebildete untere Cenoman (*Tourtia*) transgredierend auf älteren Schichten und übertrifft auch die vorangegangene Gaulttransgression. Das Turon ist ebenso wie das obere Cenoman neben einer sandigen Ausbildung vielfach auch in mergeliger Fazies als Pläner entwickelt, besonders in Nordwestdeutschland und in der Sächsischen Schweiz (Elbsandsteingebirge). Aus der wechselreichen Entwicklung des Senon sind in der unteren Abteilung die „Emscher Mergel“ in Nordwestdeutschland zu erwähnen, die öfters eine konglomeratische Entwicklung zeigen und wieder einer Regression des Meeres entsprechen. Die erste Heraushebung des Harzes findet darin ihre sedimentäre Abbildung. Auch die flintreiche Schreibkreide Rügens gehört dem Senon, und zwar der oberen Abteilung an, während an der Nordküste der Ostsee (Faxe, Malmö) die bryozoenreichen Riffablagerungen der Dänischen Stufe folgen.

Die vulkanische Tätigkeit ruhte, ebenso wie im Jura und in der Trias, fast gänzlich, dagegen sind auf deutschem Boden orogenetische Bewegungen (saxonische Faltung) besonders in der früh-senonen Zeit bemerkenswert, denen in Nordwestdeutschland in der Heraushebung des Harzes, der Salzhorste und in der NW-SO-Richtung der Osningfaltung erhebliche Bedeutung zukommt. Die Trans- und Regression der oberen Kreidestufen steht damit in engem Zusammenhang.

Die Fauna der Kreide zeigt ein ähnliches Bild wie die des Jura. Ammoniten und Belemniten sind noch vorhanden, aber verschwinden dann mit dem Ende der Formation. Bemerkenswert sind die vielen Ammoniten mit gelockerten Windungen (*Crioceras*, *Turrilites*), die möglicherweise mit der veränderten Lebensweise in verflachenden Meeresräumen zusammenhängen. An Stelle der Crinoiden, die an Bedeutung verlieren, treffen wir Echiniden. Schnecken und Muscheln sind reichlich vertreten; von ihnen sind als Zonenfossilien besonders *Inoceramus* und *Hippurites* (vor allem in der südlichen Kreideentwicklung) zu erwähnen. Unter den Wirbeltieren herrschen noch Saurier vor; in der amerikanischen Kreide Vögel mit bezahnten Kiefern; von Säugetieren sind einige primitive Beuteltiere vorhanden. Mit der unteren Kreide (Nordamerika) beginnt die neuzeitliche Pflanzenwelt: die ersten Laubbäume stellen sich ein.

#### 4. Die Ablagerungen des Neozoikums.

**Tertiär.** Ebenso wie die Grenze zwischen Paläozoikum und Mesozoikum ist auch die Grenze gegen das Neozoikum durch eine fast vollständige Trockenlegung des deutschen Bodens ausgezeichnet. Das Meer zieht sich aus dem Gebiet der Mittelgebirge zurück. Die Tertiärzeit zeigt uns mit einem Male eine ganz andere Faunengesellschaft und es liegt nahe, für die veränderten Lebensbedingungen den Wechsel von Festland und Meer als hauptsächliche Ursache anzusehen. Meerestiefe und Strömungen, Temperatur und Salzgehalt ändern sich und die Meeresbewohner müßten sich an neue Verhältnisse anpassen, vielfach verkümmern, ganz aussterben oder abwandern.

Dieser Vorgang der Verflachung und Verlandung vollzieht sich ganz allmählich. Vom Paleozän kennen wir aus dem Ostseegebiet noch transgredierende Ablagerungen, die einen großen Teil Deutschlands bedeckten (Molerformation) und in verschiedenen Bohrungen (Heide in Holstein, Großlichterfelde?) eine 190 m mächtige Folge fossilere Tone aufweisen. Marines Eozän ist dagegen wesentlich spärlicher verbreitet, da das Meer sich nach Westen zurückzieht. In Norddeutschland ist es aber in einer Mächtigkeit bis zu 400 m erbohrt und vom bayerischen Alpenrand bekannt. Süßwasserkalke (Buchweiler) bildeten sich dagegen im Elsaß und Braunkohlensümpfe mit reicher Fauna (Geiseltal bei Merseburg, Messel bei Darmstadt) am Rand der Mittelgebirgsschollen. Das ostelbische Gebiet muß ein von Kiefern und Fichten (*Pinus succinifera*) bedecktes Festland dargestellt haben, von dem wir den Bernstein, der mit reicher Flora und Fauna der blauen Erde des Oligozäns im Samland eingelagert ist, herzuleiten haben. Basalttuffe auf Schonen und in Hol-

stein deuten auf starke vulkanische Tätigkeit. Das Klima erfuhr während der gesamten Tertiärzeit eine ständige Verschlechterung, soweit man aus den vorkommenden Pflanzenarten schließen kann, und näherte sich (Durchschnittstemperatur des Jahres: Eozän 22°, Oligozän 20°, Pliozän 14—17°, Quartär 6—10°, gegenwärtig ca. 10°) allmählich den heutigen Werten.

**Oligozän und Miozän** Deutschlands stehen insofern in engerer Beziehung zueinander, als sich in ihnen die allgemeinen Erscheinungen der karbonischen Zeit zu wiederholen scheinen. Dies betrifft hauptsächlich die Gebirgsbewegungen, Kohlenbildung, Deckenergüsse

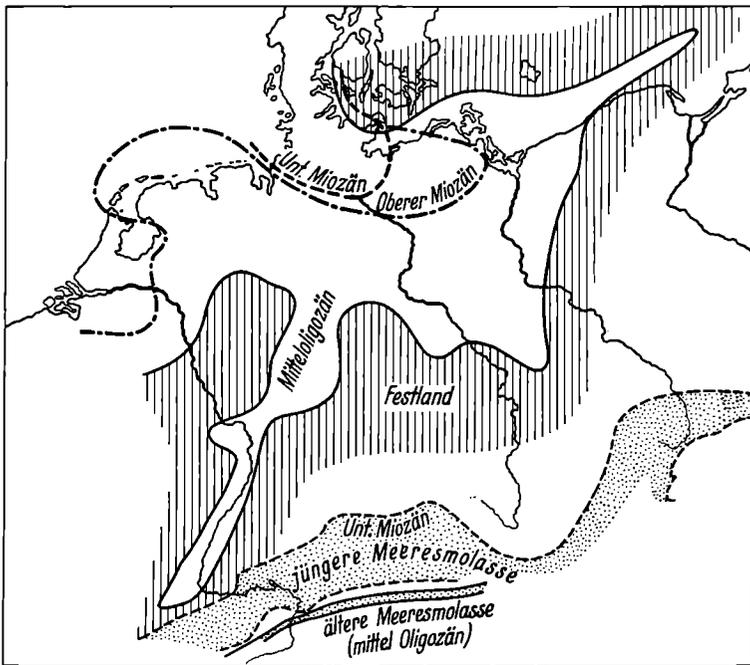


Abb. 13. Verbreitung der Tertiären Meere und ihr allmählicher Rückzug aus Deutschland. Nach v. Linstow.

junger Eruptivgesteine, die besonders am Schluß der Gebirgsfaltung entstehen und die Schwankungen des Bodens, die sich in einem Wechsel zwischen Meeres- und Festlandsablagerungen äußern. Während des Oligozäns drang das Meer von Norden gegen das deutsche Festlandsgebiet weit nach Süden vor (Abb. 13) und erreichte seine größte Ausdehnung. Es bilden sich im Unteroligozän vor allem die weiten Buchten in Schlesien, Thüringen (Weißenfels, Altenburg) und im Oberoligozän am Niederrhein (Köln—Bonn). Im Mitteloligozän erreichte das Meer das Mainzer Becken und die oberrhei-

nische Tiefebene, aber schon im Oberoligozän findet wieder eine Abschnürung dieses Beckens und damit eine Aussüßung statt. Noch in mariner Zeit bilden sich hier, in der Nähe der Küste der ober-rheinischen Randgebirge, geröllreiche Schichten (Küstenkonglomerate), im Mainzer Becken sandige Ablagerungen des Meeres (Meeresande) und im Mitteloligozän Tone mit Kalkkonkretionen (Septarienton). In Süddeutschland und im Schweizer Jura gehören zum Oligozän ein großer Teil der Bohnerzbildungen, die auf Trockenperioden schließen lassen, im Alpenvorland die von Osten vordringenden älteren Molasseablagerungen. Die mächtigen Schuttfächer der oberen Molassebildungen des Miozäns (Burdigal, Helvet), die von den aufsteigenden Alpen (Rigi, Pfänder, Hochgrat) und von den südwestdeutschen Gebirgen (Juranagelfluh) sich am Rand des Beckens anhäufen, sind als Nagelfluh (Mitteloligozän bis Obermiozän) bekannt.

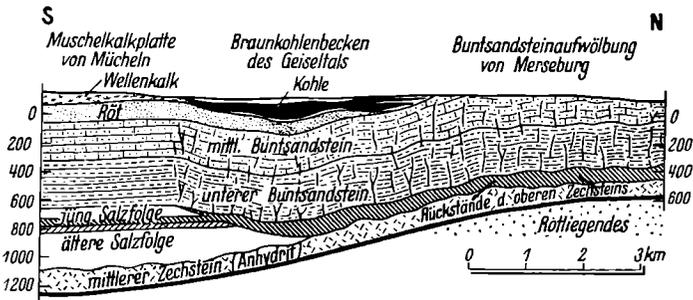


Abb. 14. Schematischer Schnitt durch die Salzauslaugung im Untergrund und die Braunkohlenablagerung im Geiseltalbecken b. Halle.  
Nach HERRMANN.

Während im Mitteloligozän sogar eine Verbindung zum Mittelmeer bestand (Abb. 26), zieht sich das Meer in der oberen Stufe allmählich nach NW zurück. Das Odergebiet verlandet, aber Glimmer- und Glaukonnitsande treten in Sachsen, in der Mark, bei Kassel und Düsseldorf auf und am Doberg bei Bünde finden sich fossilreiche Mergel- und Sandlager.

Braunkohlenbildung (s. auch S. 52). Feuchtes und warmes Klima begünstigte in solchen abgeschnittenen See- und Sumpfgebieten zu verschiedenen Zeiten des älteren und mittleren Tertiärs die Bildung von Mooren, die wir heute noch in den Braunkohlenablagerungen erkennen können. Außerhalb der Moore hatte die Landschaft aber savannenartigen Charakter. Man hat deshalb die Formation oft auch als Braunkohlenformation bezeichnet. Durch langsame, tektonische Senkung des Untergrundes jener Sumpfgebiete und Salzauslaugung in der Tiefe (Abb. 14) ist die zum Teil auffallende Mächtigkeit (Merseburg bis 110 m, Kölner Bucht bis

104 m) der wenigen tertiären Braunkohlenflöze zu erklären. Nicht nur der geringen Anzahl, sondern auch ihrer meist autochthonen Bildung in Süßwasserbecken und Landsümpfen (nur die rheinische Braunkohle gilt als paralisch) nach unterscheiden sich diese Flöze wesentlich von den karbonischen Kohlenbildungen. Nur am Alpenrand (Penzberg, Peißenberg) zeigen die stark gepreßten oberbayerischen Pechkohlen eine Ausnahme. Neben den schon erwähnten Braunkohlen des Miozäns sind vor allem solche aus dem Oberoligozän und Miozän zu erwähnen (Niederrhein, Sächsische und Schlesische Bucht).

**Vulkanismus.** Nach der Ruhe im Mesozoikum treten, wie schon erwähnt, vom Eozän an (bis ins Diluvium anhaltend) auch wieder vulkanische Eruptionen auf. Basalte sind in der Hauptsache vertreten, daneben Andesite, Trachyte, Phonolite usw. Westerwald, Siebengebirge, Vogelsberg, Kaiserstuhl und Hegau bildeten neben Rhön und böhmischem Mittelgebirge damals ihre jetzt meist noch kuppenreiche Landschaft. Im östlichen Mitteldeutschland fehlen zusammenhängende Eruptivgebiete, dagegen finden sich zahlreiche einzelne Basalkuppen und Gänge im Gneis des Erzgebirges und Granit des Riesengebirges. Dagegen fehlen sie im Harz, in den Wesergebirgen, in Thüringen und im südlichen Westfalen. Besonders sind in Süddeutschland die Tuffröhren der Schwäbischen Alb (Urach) und das Nördlinger Ries zu erwähnen, das ebenso wie das Steinheimer Becken einen mächtigen vulkanischen Sprengkessel darstellt. Vermutlich entstanden diese durch das Aufsteigen granitischer Lakkolithen, die dann wieder zurücksanken, so daß sich in der Senkung, wie bei Steinheim, miozäne Süßwasserkalke absetzen konnten.

**Gebirgsbildung.** Auch Dislokationen des Gebirges treten vor allem im Miozän auf, während sich die Hauptbewegungen im alpinen Gebiet während der Kreide und des Tertiärs abspielten. So sind die Brüche und schwachen Faltungen auf deutschem Mittelgebirgsboden nur Ausläufer dieser stärkeren Ereignisse im Süden. Immerhin sind Bruchlinien verschiedener Richtung festzustellen, die zum Teil auch auf ältere Anlage zurückgehen. Bemerkenswert sind vor allem die weithin verfolgbaren Schollenränder und Bruchsysteme, wie am Rand des Harzes, der Sudeten, Südrand der Lausitzer Masse (Lausitzer Überschiebung), ebenso wie der Erzgebirgsabbruch oder die fränkisch-thüringischen Randbrüche (Abb. 36). Dazu kommen im Westen die NNO gerichteten rheinischen Brüche und im Süden die Randdislokationen der Alpen.

Während des Miozäns geht das Meer wieder weiter zurück, auch das Pariser und Londoner Becken verlandet. In Norddeutschland bleibt nur ein schmaler Streifen im Untermiozän an der Nordsee

(Holstein, Sylt), während sich in den anschließenden flachen Festlandsgebieten weiterhin Braunkohlen bilden. Die Zunahme festländischer Ablagerungsräume bringt eine große fazielle Verschiedenheit mit sich. Neben Süßwasserkalken, Diatomeenschichten, Flußsand, Gips und Salzlagern finden sich auch äolische und vulkanische (Tuff-) Ablagerungen. Das Klima, verglichen mit dem Alttertiär, wird kühler, worauf auch die Verbreitung der Mollusken in den marinen Gebieten hinweist. Am Rand der Alpen zeigt die obere Molasse lakustre und Süßwasserbildungen, wechselnd mit marinen Ablagerungen (Burdigal und Helvet). Auch für das Pliozän, das marin nur an der Mündung des Rheins eine Rolle spielt, gilt dies. Aus dem übrigen Deutschland sind nur festländische Ablagerungen bekannt, meist fluviatiler oder limmischer Art, wie im Mainzer Becken oder

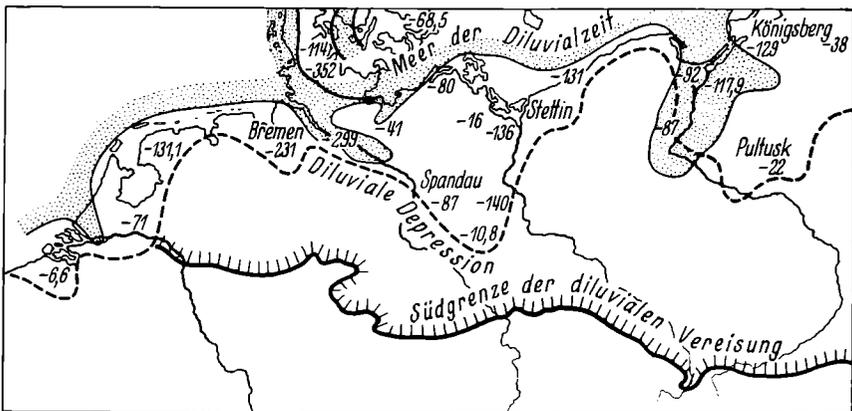


Abb. 15. Die Verbreitung der Meere der älteren Diluvialzeit und die Diluviale Senkung in Norddeutschland. Nach v. LINSTOW.

wie in den Mastodontenschottern Thüringens und Hessens (*Mastodon arvernensis*). Nur im Osten (Wiener und Pannonisches Becken) herrschten auch hier noch Meeresablagerungen vor.

Die Fauna der tertiären Zeit wird vor allem gekennzeichnet durch die Entwicklung der Säugetiere (unter diesen besonders Urhuftiere, Urraubtiere und Proboscidier); unter den Meerestieren sind neben den Knochenfischen die Haie besonders zu nennen. Schnecken, Muscheln und Seeigel sind außerordentlich zahlreich vertreten, aber nicht mehr so charakteristisch wie in früheren Formationen, denn sie werden im Lauf der Formationsentwicklung den heute lebenden Formen immer ähnlicher. Im Alttertiär der südlichen Gebiete sind große Foraminiferen (Nummuliten) von besonderer Wichtigkeit. Im allgemeinen kann man sagen: die Grenze Kreide-Tertiär bedeutet, auch faunistisch, einen besonders starken Einschnitt; am Ende der Tertiärzeit ist die Tierwelt der heutigen sehr ähnlich. Mit der sinkenden Temperatur verschwinden dann die wärmeliebenden Formen aus dem europäischen Gebiet und machen den widerstandsfähigeren Platz, wie die Fauna der vordringenden diluvialen Vereisung zeigt.

**Quartär.** Erst während der, im Vergleich zur Länge der vorhergehenden Formationen, kurzen Zeit des Diluviums bildeten sich die heutigen Festlands- und Oberflächenformen Deutschlands heraus. Von der mittleren Tertiärzeit an entwickelte sich, durch allmähliche Heraushebung und durch vulkanische und gebirgsbildende Vorgänge gefördert, ein bergiges und gebirgiges Land an Stelle der einstigen Meeresgebiete und Tiefebenen, die von da ab nie wieder vom Meere überflutet wurden. Marine Ablagerungen des Quartärs treten überhaupt stark zurück (Abb. 15), zeigen uns aber die wechselvolle Geschichte des Nord- und Ostseegebietes an (z. B. die marinen Tone des Eem-Meeres). Viele Bergzüge hoben sich erst damals allmählich heraus. Die Zeit der Hauptschollenbewegung wird man zwischen das Ende der pliozänen und den Anfang der diluvialen Zeit zu legen haben (Wallachische Phase, Stille). Vulkanische Eruptionen (Eifel, Auvergne, Kammerberg b. Eger) und Bewegungen der Erdkruste dauern bis in die historische Zeit an, wie auch noch die heutigen Erdbeben zeigen.

Gleichzeitig sammelte sich das fließende Wasser zum Teil in neuen Rinnen und ist, vom Ende des Miozäns und von der Pliozänzeit (Mittelrheingebiet) an, an der Arbeit, das Gebirgsland umzuformen.

Im Diluvium kommt die Wirkung der Klimaverschlechterung hinzu, die für Deutschland 3—5° betragen haben mag. Von Norden und Süden und aus einzelnen lokalen Vereisungszentren der Mittelgebirge dringen die Eismassen vor, deren Mächtigkeit im Norden (Ostseegebiet) nicht weit hinter der des heutigen Inlandeises (in Grönland ca. 2500 m) zurückgestanden haben mag. Beinahe die Hälfte Deutschlands wurde vom Eise bedeckt, das im Norden fast überall den Rand der Mittelgebirge erreichte, und ohne die Stauung an diesem gebirgigen Grenzwall sich vielleicht mit den alpinen Eismassen hätte vereinigen können. Es überschreitet den Unterharz und dringt weit nach Thüringen, in den Hirschberger Kessel und die Grafschaft Glatz ein. Das Eis der Alpen dringt aber nur bis ins Donaugebiet, nicht bis an den Rand der Mittelgebirge vor, und nur stellenweise erreichen seine Schotter deren Südrand.

Selbständige Vereisung zeigen von den Mittelgebirgen Schwarzwald und Vogesen, Riesengebirge und Böhmer Wald, wo Moränen, Rundhöckerlandschaften und Karseen anzutreffen sind (Abb. 16). In den tiefer gelegenen Gebieten können vereinzelt Firn- und Schneegebiete zeitweilig eine Rolle gespielt haben, wie moränenartige Reste im Harz (Odertalgletscher) und Thüringer Wald andeuten. Das Gebiet zwischen den beiden großen Vereisungsgebieten im Norden und Süden, die sich zur Zeit der Saale-(Riß-)eiszeit am stärksten nähern, wird stellenweise tundra- und steppenartigen Charakter aufgewiesen haben. Aber auch die Geröll- und Sandmassen, ebenso wie die An-

häufung der vom Eise transportierten Blockmassen (erratische Blöcke), trugen wesentlich zur Gestaltung des Oberflächenbildes bei; ebenso die interglazialen Schotterablagerungen, die zwischen den drei Haupteiszeiten (Elster-, Saale- und Weichseleiszeit im Norden, denen im Süden Mindel-Riß und Würmeiszeit entsprechen, während die älteste Günzeiszeit anscheinend kein nordisches Äquivalent hat) entstanden.

In den vom Eise verlassenen Gebieten der norddeutschen und oberdeutschen Hochebene bilden die Reste einstiger Grundmoränen,

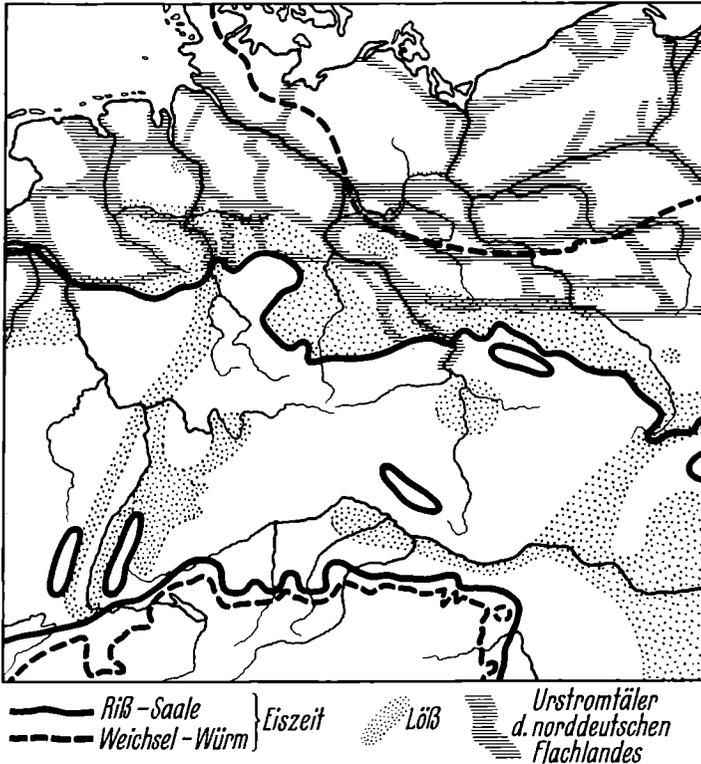


Abb. 16. Die diluviale Vereisung Deutschlands mit der Ablagerung des Löß während der letzten Eiszeit und den Urstromtälern des Norddeutschen Flachlandes. Nach G. WAGNER, SCHUCHT und WAHNSCHAFFE zusammengestellt von E. LICHT.

Flußschotter und Terrassenablagerungen so mächtige Anhäufungen, daß sie das Bild des älteren Untergrundes vollständig verhüllen, wo nicht durch nachträgliche Hebung (zum Teil wohl auch infolge von Eisentlastung) einzelne Schollen älteren Untergrundes wieder auftauchen (postdiluviale Hebung der Finne — Abb. 38 — ca. 60—90 m) oder durch die Erosion der Schmelzwasserströme wieder freigelegt wurden. Die Urstromtäler am norddeutschen Eisrand (Abb. 16) passten sich dem Verlauf der Endmoränen an und gestalteten die

heutige Landschaft vor. Im eisfreien Gebiet, sowohl des Nordens wie des Südens, bilden sich als Ausblasung der Gletscherrückstände die Lößmassen, die, vom Winde verbreitet, erst am Rande der Grassteppe Halt machten (Abb. 16). Sie sind vor allem in den eisfrei gebliebenen Gebieten verbreitet.

Die Hebungsvorgänge der jüngeren Tertiärzeit dauern an, und die eingeebneten und denudierten Landoberflächen beeinflussten durch Krustenbewegungen und lokale Schiefstellung einzelner Kipp-schollen auch die Gestaltung des Flußnetzes, wodurch die heutige Verteilung und Gliederung des morphologischen Oberflächenbildes durch Aufschüttung und Abtragung sich gestaltbildend vorbereitete. Die Moränen- und Stauseen am Alpenrand (Bodensee, Chiemsee usw.) trugen zur morphologischen Gestaltung des südlichen Gebirgsrandes bei.

Durch die Einflüsse des Klimas wurde auch die Tier- und Pflanzenwelt betroffen und in auffallender Weise gewandelt. Nordische Tiere, wie Ren-, Murmeltier und Vielfraß, waren bei uns am Eisrand vertreten, ebenso die Zwergsträucher der Dryasflora und in der Steppe Wildpferde und Steppenagetiere. Im Waldgebiet Riesenhirsch, Wisent, Elch und Waldelefant. Besonders zahlreich ist das wollhaarige Mammut und in seiner Begleitung das wollhaarige Rhinoceros vertreten; in den höhlenreichen Gebieten der Höhlenbär. Die langsame Besiedelung der eisfrei werdenden Gebiete und die Entwicklung der Waldvegetation zeigt uns die Pollenanalyse der mitteleuropäischen Moorgebiete an.

So leiten alle diese Erscheinungen und Entwicklungsvorgänge unmerklich zum Alluvium über, das bis zu den Ablagerungen der historischen Zeit und des heutigen Tages reicht. Die Sedimente heutiger Meeresküsten, sowohl Schlick- wie Dünensandanhäufungen, die Fluß- und Seeablagerungen, die Moor- und Ortsteinbildungen wie auch die Kalktuffe im Gebiet kalkreicher Gesteine, deren Bildung schon in der letzten Interglazialzeit (Taubach und Ehringsdorf bei Weimar) begann, gehören dazu.

## 5. Die zeitliche und räumliche Verbreitung der eruptiven Gesteine.

Neben der Aufeinanderfolge sedimentärer Schichten, von der man annehmen kann, daß bei ungestörter Lagerung die liegenden immer älter als die hangenden sind, spielen die eruptiven Gesteine eine bedeutende Rolle, die als plutonische Intrusionen in der Tiefe des Gebirges stecken blieben und erst durch spätere Abtragung unserem Blick freigelegt wurden oder als vulkanische Ergußgesteine

die Oberfläche erreichten. Für ihre Altersbestimmung gilt, daß sie immer jünger sind als das jüngste von ihnen durchbrochene Gestein. Auf der geologischen Karte von Deutschland finden wir sie mit leuchtend roten und orangefarbenen Flächen dargestellt, soweit es sich um saure Gesteine handelt, und mit grüner oder schiefergrauer Farbe, soweit basische in Frage kommen. Ebenso sind neben den Tiefengesteinen, die in gewaltigen Stöcken als Lakkolithen (Abb. 42), Batholithen oder als mächtige Lagergänge (Abb. 6) das ältere Gebirge durchdrangen, ältere, mittlere und jüngere Ergußgesteine unterschieden. Für alle gilt, daß sie in enger Verbindung mit den orogenetischen Bewegungen stehen und daß in Ruhezeiten zwischen der Gebirgsbildung auch magmatische Erscheinungen zurücktreten. Andererseits zeigen die Intrusivkörper (vor allem viele Granitgebiete) eine so starke Beeinflussung durch die ausklingende Orogenese, daß man die Richtung des orogenetischen Druckes noch an ihren Klüften, Absonderungsf lächen und Gangintrusionen ablesen kann.

Tiefengesteine. Zwei magmatische Großvorgänge haben im Aufbau der deutschen Gebirgszonen eine entscheidende Rolle gespielt. Ein älterer Zyklus, der im Silur wohl bereits abgeschlossen war, da er in Verbindung zu der großen präkambrischen Faltung steht, ist an der Verbreitung vorvariszischer Eruptiva, besonders in der Umgebung der Böhmisches Masse, zu erkennen. Ein weiterer umfaßt die Begleiterscheinungen der variszischen Faltung und ihre Folgeerscheinungen. Nur zu diesen magmatischen Vorgängen kennen wir die zugehörigen Tiefengesteine, während für den magmatischen Zyklus, der mit den Bewegungen der Tertiärzeit in Zusammenhang steht, solche nur aus den Alpen und dem Böhmisches Mittelgebirge bekannt sind, in Deutschland dagegen nur die Ergußgesteine der Oberfläche.

Innerhalb eines solchen Eruptionszyklus können wir von der Vorphase zur Haupt- und schließlich Nachphase einen Wandel von basischen zu sauren Gesteinen feststellen, bei denen der Si-Gehalt und die Kalivormacht steigt. So hat man für den variszischen Eruptionszyklus drei Phasen unterschieden. In der Prototektonischen Phase (Devon und Unterkulm) sind es vorwiegend Ophiolitgesteine von effusivem Charakter. In der Syntektonischen Phase, d. h. gleichzeitig mit der Faltung, ist die Intrusionsfolge anzusetzen, die z. B. nach SCHEUMANN im Granulitgebirge zur Bildung der Granulitgneise und zu der Gneisfolge im Erzgebirge (graue und rote Gneise) führte. Der Apotektonischen Phase sind dann die Granite des Vogtlandes und Erzgebirges zuzurechnen, die nach der Faltung in die Kernzone des Gebirges eindringen — ähnlich den tertiären Graniten in der Wurzelzone der Alpidischen Faltung. Als ihre Folge gehören dann noch die effusiven Melaphyre, Porphyrite, Quarzporphyre usw. der Oberkarbonischen und Permischen Zeit dazu.

Das Alter der Tiefengesteine geht vor allem aus ihrer Kontaktwirkung auf die durchbrochenen, meist karbonischen Schiefer (z. B. Kontakthof vom Henneberg bei Lehesten, Gefrees im Fichtelgebirge, Kirchberg bei Zwickau, Brocken, Barr Andlau in den Vogesen)

hervor. Am Brocken (Abb. 42) und am Henneberg in Thüringen wurde im Kontakthof auch Unterkarbon von der Metamorphose ergriffen, woraus hervorgeht, daß die Intrusion im Oberkarbon stattfand, also der Gebirgsbildung folgte (apotektonisch). Nur dort, wo auch permische Gesteine (z. B. Teplitzer Quarzporphyr bei Altenberg im Erzgebirge) durchstoßen wurden, kommt ein jüngeres Alter in Frage. Die Mehrzahl der Granite in deutschen Mittelgebirgen gehört demnach dem jüngeren Paläozoikum an und stellt nicht etwa den ältesten Untergrund dar, wie man das zu GOETHES Zeiten annahm. Einschlüsse fremder Gesteinsschollen, sowohl von Dach wie vom Rand der Eruptivmasse, finden wir auch sonst zum Teil im Magma aufgeschmolzen, ebenso wie die Dämpfe die Gesteine der Umgebung durchdrangen und zur Neuausscheidung von Mineralien im Kontakthof (Andalusit, Chistolith, Granat), andererseits auch zu pneumatolytischen Erzanreicherungen, wie z. B. in den Zinngraniten (Wolframit, Zinnstein usw.) des Erzgebirges führten.

Im Vergleich zu den Ganggesteinen und effusiven Gesteinen der Oberfläche zeigen die unter hohem Druck erstarrten Tiefengesteine, besonders die Granite, eine — über weite Strecken — sehr gleichmäßige Zusammensetzung. Nur am Rand der stockförmigen Massen (basische Randfazies) zeigen sich auch oft Diorite. Dies gilt von den Graniten Sachsens, Thüringens und der Lausitz, ebenso wie für Iser- und Riesengebirge oder auch den Brocken und Ramberg des Harzes und die gleichartigen Tiefenbildungen im Schwarzwald, Odenwald und den Vogesen. Seitlich durch Übergänge mit ihnen verbunden sind die quarzfreien Syenitmassen von Meißen, Brünn und bei Glatz in Schlesien. Von basischen Abarten, die eisenreich sind, dagegen kieselsäure- und kaliärmer, sind die Gabbrogesteine des Zobten in Schlesien, vom Radautal im Harz und Odenwald zu nennen.

Ergußgesteine. Mit diesen Intrusionen, die sicher an der Gebirgshebung und Gestaltung nicht beteiligt waren, wie das noch LEOPOLD VON BUCH und ALEXANDER VON HUMBOLDT annahmen, sondern vielmehr von den ausklingenden Bewegungen noch derart beeinflußt wurden, daß man deren Richtung an den Streckungs- und Absonderungsflächen abgebildet findet (CLOOS-Granittektonik), stehen oberflächliche Ergußgesteine in Zusammenhang. Ihre Gänge, Lavaergüsse, Decken und Ströme, ebenso wie die Tuff- (Planschwitzer Tuff bei Plauen) und Aschenablagerungen (Bimssteintuffe und -aschen des Laacher Sees in der Eifel) zeigen ein äußerst mannigfaltiges Bild. Verschieden sind die paläovulkanischen (bis zum Unterkarbon) Gesteine von den mesovulkanischen (Oberkarbon bis Trias)

und den jungvulkanischen vor allem der Tertiärzeit. So sind die paläovulkanischen Gesteine meist weniger sauer als diejenigen, die nach der karbonischen Faltung an die Oberfläche drangen.

Vor allem bei den jüngeren Ergußgesteinen der Tertiärzeit kann man eine Beziehung zwischen der chemischen Differentiation und den tektonischen Verhältnissen ihrer Umgebung feststellen. Aus einem ursprünglich homogenen, basischen Magma haben sich beim Empordringen, nach der Lage zum Orogen, verschiedene Gesteinsgesellschaften abgespalten. So unterscheidet man eine pazifische Kalk-Alkaliprovinz, eine atlantische Provinz der Natrongesteine und eine mediterrane Provinz mit Gesteinen der Kalireihe. Die pazifische Provinz ist an die orogenetischen Zonen, die atlantische an das Vorland und an die Innensenken gebunden, während die mediterranen Bildungen eine Mittelstellung einnehmen und zum Teil den Zwischengebirgen und Zwischeninseln zuzuzählen sind. Die tertiären Ergußgesteine Deutschlands treten nun vor allem im Vorland der Alpen auf und würden daher der atlantischen Provinz zuzuzählen sein. Man kann aber feststellen, daß hier auch noch ein zeitlicher Wechsel vorliegt, derart, daß die oligozänen Eruptiva ausschließlich Alkaligesteine, die miozänen aber, die mit der Hauptfaltung der Alpen in Zusammenhang stehen, wieder mehr Kalkalkaligesteine (pazifische Provinz) enthalten.

**Paläovulkanische Gesteine.** Unter diesen sind vor allem die Grünsteine oder Diabase zu erwähnen, deren grüne Farbe meist auf Chloritisierung bei epizonaler Metamorphose zurückzuführen ist. Sie treten teils intrusiv, teils als Ergußgesteine in deckenförmiger Ausbreitung auf, die dann meist mit Tuffablagerungen (Schalsteine) in Verbindung stehen. Auch Bomben, kissenförmige und blasige Oberflächen- und Strömungserscheinungen in der erkaltenden Lava zeigen den Charakter der oberflächlichen Ausbreitung an.

Diese Gesteine mit ihren verschiedenen Varietäten (Diabasporphyr, Proterobas) stellen die charakteristischen Eruptiva des älteren Paläozoikums dar. Wenn sie auch noch in das Mesozoikum hineinreichen, sind sie doch vor allem auf das Silur (Böhmen) und das Ober- und Mitteldevon beschränkt; besonders im Harz, Ostthüringischen Schiefergebirge und im Rheinischen Gebirge rechts des Rheins.

**Mesovulkanische Gesteine** sind auf Perm und Oberkarbon beschränkt, während das Mesozoikum auf deutschem Boden keine eruptiven Gesteine enthält. Es sind vor allem Quarzporphyre (die auch schon im Karbon vorkommen), Porphyrite und Melaphyre, die vielleicht als Folgeerscheinung der Tiefenintrusion der Granite an die Oberfläche drangen. Im Thüringer Wald liegen mehrere effusive, porphyrische Lavadecken, zum Teil von Tuffzwischenlagen getrennt, übereinander. Die Melaphyre (Nahegebiet) sind oft blasig (Melaphyrmandelstein) ausgebildet und die so entstandenen Hohlräume nachträglich von Chalcedon, Calcit oder Zeolithen erfüllt.

Diese — vor allem permischen — Ergußgesteine finden sich auch noch (auf der Karte die sauren Porphyre und Porphyrite =

ziegelrot mit P, die basischen Melaphyre = olivgrün mit M) im Schwarzwald, Saar-Nahe-Gebiet, im größten deutschen Eruptionsgebiet in Nordsachsen (Rochlitz), im Erzgebirge, bei Halle und Magdeburg und in Niederschlesien, vor allem gebunden an die Senkungsräume der nachkarbonischen Zeit.

Tertiäre Eruptivgesteine. Während des Mesozoikums ruhte der Vulkanismus fast ganz, ebenso wie auch die Orogenese erst gegen Ende dieser Epoche wieder an Stärke zunimmt. Mit dem Tertiär (Oligozän) beginnt dann die Eruptionszeit der basaltischen Gesteine, Andesite, Trachyte und Phonolithe, die sich lokal bis ins Diluvium (Eifel) ausdehnt.

Diese jüngsten Ablagerungen des Oberflächenvulkanismus, die noch wenig von der Abtragung zerstört wurden, zeigen in ihrem Auftreten als Ströme, Quellkuppen, Kraterkegel, Explosions- und Tuffröhren, als Maare, Gänge und Tuff- und Aschenmassen, mit Anhäufung großer Bomben, deutlich die verschiedene Art ihrer Ent-

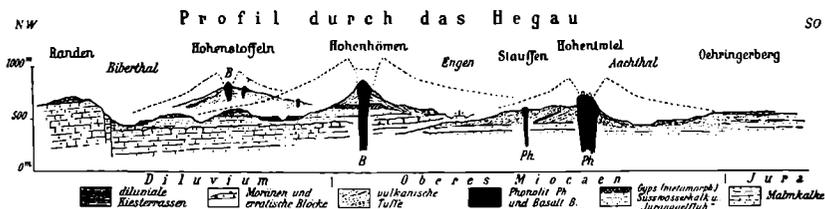


Abb. 17. Profil durch das jungtertiäre Vulkangebiet des Hegau am Bodensee. Nach ALB. HEIM aus KAYSER.

stehung. Gesetzmäßig scheinen die Aschenablagerungen mit Senkungsperioden, die Laven aber mit Zeiten der Hebung zusammenzufallen (KLÜPFEL).

In einem breiten Streifen, der von der Eifel über Westerwald, Vogelsberg und Rhön nach Nordböhmen und Schlesien reicht, drang das Magma an die Oberfläche. Daneben haben wir in Süddeutschland die mehr lokal erhaltenen kleineren Vulkangebiete: den Kaiserstuhl, Hegau (Abb. 17) und die Schwäbische Alb mit dem Ries und Steinheimer Becken.

Das größte Eruptionsgebiet liegt im Westerwald, wo 410 Kuppen und 45 Gänge vorhanden sind. Neben Basalten, Trachyten und Andesiten sind Bimssteinsande weit verbreitet. Zwei Basalte (vormiozän und miozän), die von einem Braunkohlenlager getrennt werden, lassen sich unterscheiden, sofern man nicht den unteren als Intrusivlager auffaßt.

Das Siebengebirge besteht hauptsächlich aus Trachyt (Drachenfels) und Andesit (Ölberg), während Basalte (Wolkenburg) zurücktreten. Die Ströme und Gänge sind gleichalt mit der miozänen Braunkohle. Aus ihnen hat die Erosion die Kuppen herausgeschnitten, die dem Gebirge das charakteristische Aussehen und den Namen gaben.

In der Eifel finden sich eine Reihe von Maaren, die sich in der Vordereifel von der Mosel bis nach Stadtkyll verfolgen lassen. Sie sind, ebenso wie die Eruptionserscheinungen und Lavaströme (Mühlsteinlava von Niedermendig) um das größte rheinische Maar, den Laacher See, diluvialen Alters. 30 kleinere Vulkankegel findet man in seiner Umgebung mit allen Formen vulkanischen Auswurfsmaterials an Bomben, Aschen, Bimssteintuffen und Traß (Brohltal). In der Hohen Eifel sind altmiozäne Basalte, Phonolithe und Trachyte anzutreffen.

Der Vogelsberg stellt ein ca. 2000 qkm großes Vulkangebiet dar, das der Größe nach sogar das Aetnagebiet übertrifft. Eine große Anzahl einander überlagernder Lavadecken lassen sich unterscheiden, die ein triadisches Schollenland überdecken.

Von der Rhön bis in die Kasseler Gegend (Meißner, Habichtswald) lassen sich zahlreiche Kuppen von Basalt, Trachyt und Phonolith verfolgen. Sie sind anscheinend vor allem an die rheinischen Störungen gebunden, die westlich des Harzes und Thüringer Waldes nach Norden vordringen, fehlen aber im Thüringer Wald, Thüringer Becken und Harz. Die Kasseler Basalte haben die miozäne Braunkohle vor der Abtragung geschützt, aber auch im Kontakt verändert.

Im östlichen Deutschland fehlen zusammenhängende Gebiete mit jungen Eruptivgesteinen. Nur einzelne Basaltkuppen, als Ausläufer des böhmischen Mittelgebirges (Milleschauer, Aussig) und Duppauer Gebirges dringen selbst in die Gneise des Erzgebirges (Geising bei Altenberg usw.) und in den Granit des Riesengebirges ein und lassen sich über das Zittauer Gebirge (Oybin) bis nach Görlitz (Landeskronen) verfolgen.

Die westlichen und oberrheinischen Horste zeigen nur wenige Basaltdurchbrüche (Schwarzwaldrand) und Tuffröhren (Alpersbach a. Feldberg, Abb. 54). Innerhalb des Rheintalgebietes ragt der vulkanische Kaiserstuhl bis 375 m über den Rhein auf.

Die Vulkane des Hegau (Hohentwiel) zwischen Randen und Bodensee zeigen zahlreiche, schroffe Kuppen aus Basalt und Phonolith, die auf zwei N—S verlaufenden Bruchlinien angeordnet sind (Abb. 17).

In der Schwäbischen Alb geben die Tuffröhren von Urach mit dem nahen Randecker Maar interessante Aufschlüsse über die Gestaltung des tieferen Untergrundes. Ebenso wie am Ries von Nördlingen sind Gneis- und Granitreste des Grundgebirges mit in den Brocken des Tuffes enthalten. Die Explosion des Rieskessels, den man als ein gewaltiges Maar (25 km Durchmesser) bezeichnen muß, hat Gesteinsschollen auf den umliegenden Weißen Jura überschoben und diesen dabei zertrümmert (Weißjuragries). Auch der Kessel von Steinheim, durch seine obermiozänen Süßwasserablagerungen bekannt, ist als ein Maar anzusehen.

## 6. Die Bodenschätze Deutschlands.

Am wichtigsten sind Kohlen- und Kalilager, denen gegenüber alle anderen Lagerstätten an Bedeutung zurücktreten. Hier sollen nur die wichtigsten, ihrer geologischen Altersstellung und räumlichen Verbreitung nach, erwähnt werden.

Die **Steinkohlen** Deutschlands gehören in der Hauptsache dem Oberkarbon an. Die dem Rotliegenden (Döhlener Becken, Thüringen) und der Kreide (Deister) zugehörigen Becken sind nur von geringer Bedeutung. Am wichtigsten sind die paralischen Kohlenbecken am Außenrand des Variszikums (Aachen, Rheinisch-Westfälisches Becken, Oberschlesien), während die limnischen Becken (Saargebiet, Zwickau-

Ölsnitz, Waldenburg) über geringere Vorräte und geringere Mächtigkeit der flözführenden Schichten verfügen. Steinkohlen finden sich auch bei Wettin-Löbejün und Dobrilugk-Kirchhain (limnisch).

Ruhrrevier. Die etwa 75 Flöze (60–70 m Kohle), die innerhalb des 3 bis 5000 m mächtigen produktiven Oberkarbons liegen, fallen nach Norden zu ein und werden von den transgredierenden Schichten der Oberen Kreide der Münsterschen Bucht überdeckt (Abb. 48). Nach Westen steht das Rheinisch-Westfälische Gebiet, durch transversale Störungen verschoben, über Erkelenz (Peelhorst, vgl. Abb. 18) mit den Aachener und nordbelgisch-französischen Steinkohlenrevieren in Verbindung. Nach Nordwesten schließen sich die holländischen (Limburg) und belgischen Kohlenlager im Kempenland an.

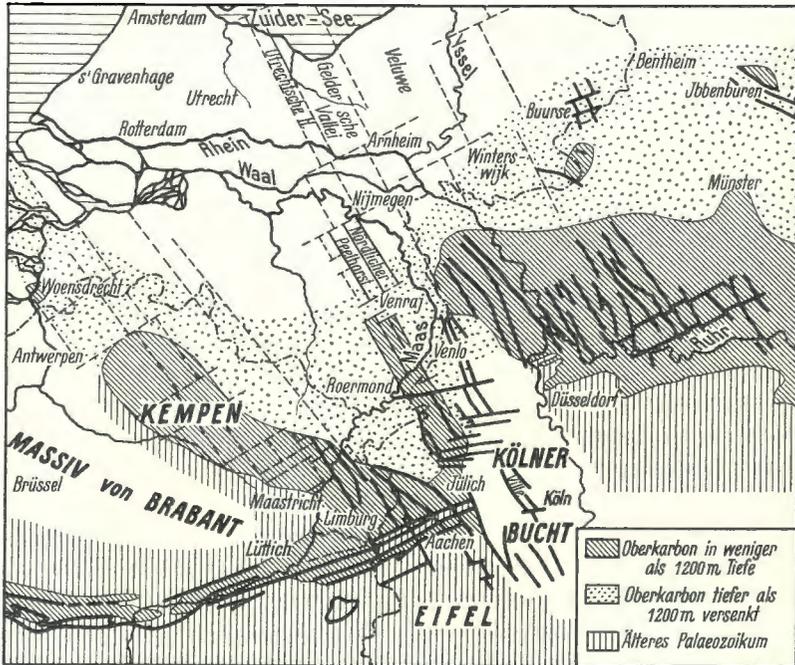


Abb. 18. Tektonische Skizze des westfälisch-holländisch-belgischen Steinkohlenreviers. Nach H. BECKER.

Im Aachener Kohlengebiet liegen die Kohlen in zwei Mulden (Inde- und Wurmmulde); es sind vor allem anthrazitische, halbette und fette Kohlen; für die Gliederung der westfälischen Kohle nach dem Gasgehalt vgl. S. 24.

Oberschlesien. Diese ca. 7000 m mächtige, mit kohlenführenden Schichten angefüllte Mulde gehört wohl dem Südrand des variszischen Gebirges an (vgl. Karte Abb 7). Im Westen wird sie von der Orlsruher Störung abgeschnitten. Von dem ehemals 3000 qkm großen Gebiet haben wir nur 575 qkm nach der Abtretung an Polen behalten. Von den 67 Gruben nur 14. Jetzt findet der Abbau vor allem in der Beuthener Mulde und im Hindenburger Flözsattel statt, wo die Kohlenflöze im einzelnen wohl mächtiger sind als im Ruhrgebiet, aber insgesamt nur eine Mächtigkeit von 40 m aufweisen.

Saargebiet. Diese innerhalb des oberkarbonischen Festlandes gebildeten Kohlen treten in ca. 40 Flözen auf, die der Fett- und Flammkohle angehören. Auch

die Kohlenflöze des Niederschlesischen (Waldenburger) Gebietes sind weder mächtig noch besonders zahlreich (32), außerdem sehr stark gestört. Gegenüber der oberschlesischen Kohle, die wegen ihres hohen Gasgehaltes nicht verkokt werden kann, hat die Waldenburger Kohle den Vorzug, daß sie verkokbar ist. Alle anderen Reviere, mit Ausnahme von Zwickau-Ölsnitz i. Sachsen, wo eine verkokbare, aber aschenreiche Kohle gefördert wird, spielen nur eine unbedeutende Rolle. Auch aus der Förderung (1931) ersieht man die Bedeutung der verschiedenen Gebiete. Sie betrug im Ruhrgebiet 85,6 Mill. t, in dem uns verbliebenen Rest Oberschlesiens 17 Mill. t, Niederschlesien 4,5 Mill. t, Aachen 7,1 Mill. t, Sachsen 3,1 Mill. t, Niedersachsen und Ibbenbüren 1,4 Mill. t, Saargebiet 11,4 Mill. t.

**Braunkohle** findet sich sowohl im Eozän, Oligozän wie vor allem im Miozän in einzelnen Becken, von denen das wichtigste das mitteldeutsche Gebiet mit dem Merseburger (Geiseltal) Revier ist. Das dortige Flöz erreicht, ähnlich wie das eine Flöz in der Ville, westlich Köln, bis zu 100 m Mächtigkeit. Die Geiseltalkohle gehört, ebenso wie die subherzynische Braunkohle von Helmstedt, dem Mitteleozän an, während die Reviere des Sächsisch-Thüringischen Beckens (Weißenfels, Meuselwitz, Borna) und die Anhalter Reviere (Bitterfeld, Golpa-Zschornowitz) dem Eozän, Mitteloligozän und auch noch dem Miozän angehören. Pliozäne Braunkohle findet sich im Rheinland und in der Wetterau. Die Förderung geschieht meist im Tagebau.

Neben den kleineren Gebieten in Brandenburg, Schlesien, Grenzmark hat vor allem das Niederlausitzer Gebiet (Senftenberg) größere Bedeutung, ebenso für den Westen die Braunkohlen der Köln-Bonner Bucht, die wegen des wenig mächtigen Deckgebirges besonders leicht gefördert werden können.

**Erdöl.** Außer in Oberbayern (Tegernsee) und im Oberrheintal (Pechelbronn, Bruchsal) sind für die Erdölgewinnung nur die norddeutschen und thüringischen Ölvorkommen (Abb. 19) von Wichtigkeit. Die norddeutschen sind vor allem an vier Salzhorste oder Salzdomen gebunden. Es sind dies die Gebiete von Wietze-Steinförde, Hänigsen, Oberg-Gadestedt und Edesse-Ölheim.

Bei Wietze tritt das Öl aus sandigen Schichten des Mesozoikums, ebenso bei Hänigsen (Rhät, Dogger, Unterkreide) und Oberg (Unterer Dogger). Bei Edesse tritt das Öl am Salzstock von Oedesse in 1000 m Tiefe aus Schichten des Rhät heraus. Ob diese Ölträger gleichzeitig auch die Ölbringer sind, wird neuerdings bezweifelt und die Herkunft aus noch größerer Tiefe vermutet. Dies wird auch durch die neuesten Ölfunde in Thüringen (Kalischächte von Volkenroda und Pöthen bei Menteroda) nahegelegt, wo Ölträger und Ölbringer der bis 60 m mächtige Dolomit des Mittleren Zechsteins unter dem älteren Steinsalz ist. Seit 1930 werden hier steigende Mengen von Erdöl gefördert (1931 = 51 550 t, gegenüber der Gesamtförderung im norddeutschen Ölgebiet 1930 = 229 000 t). Die Verhältnisse erinnern an die amerikanischen Ölfelder in Westtexas, wo gleichfalls aus Tiefen von 1000 und mehr Metern aus Dolomiten des Perms das Öl gewonnen wird. Da im Südharzer Kaligebiet Gasbläser häufig vorhanden sind, ist die Vermutung berechtigt, daß noch weitere Gebiete teils durch

Bohrungen von Tage aus, teils von der Sohle von Kalischächten aufgeschlossen werden können. Dazu kommt, daß man nach den neuesten Tiefbohrungen den größten Teil des Zechsteinhauptdolomits im Thüringer Becken als erdöhlöffig ansehen kann.

**Salze.** Steinsalz ist aus verschiedenen Formationen Deutschlands bekannt. Neben dem Zechstein in Nord- und Mitteldeutschland und dem alpinen Buntsandstein (Berchtesgaden, Reichenhall) ist solches aus dem oberen Buntsandstein (Röt), dem mittleren Muschelkalk (Heilbronn, Lörrach, Erfurt), Keuper (Lothringen) und Jura bekannt. Außerdem im Oligozän der oberrheinischen Tiefebene. Kalisalze dagegen treten nur im Zechstein und in den tertiären Salzen des Oberrhein-

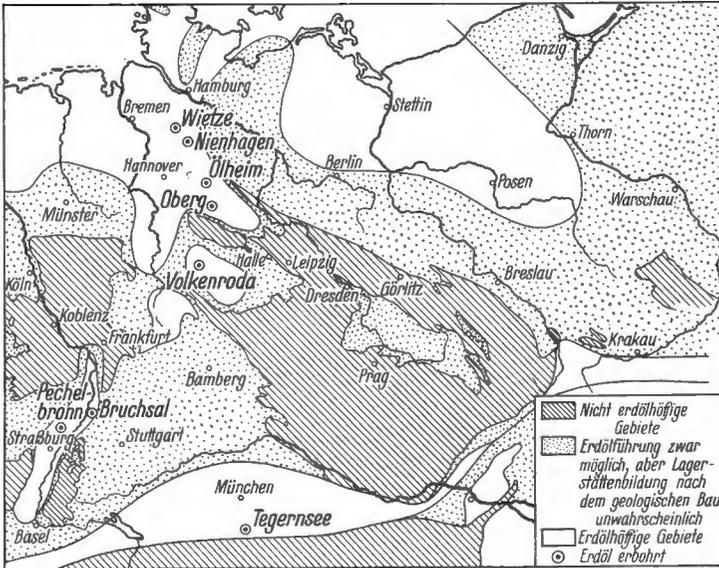


Abb. 19. Die Erdöhlöffigkeit Deutschlands.  
Nach BENTZ. (Die Erdölbohrungen im Oberelsaß sind nicht angeführt.)

tales auf. Wie die Karte (Abb. 20) zeigt, treten Steinsalz und Kalisalze in drei Horizonten des mittleren und oberen Zechsteins auf. Das älteste Steinsalz mit den Kalilagern des Werragebietes ist in Hessen und Thüringen, aber auch noch bei Mansfeld vertreten. Das ältere Steinsalz, gleichfalls dem oberen Zechstein angehörend, im Südharzgebiet und bei Staßfurt, während dem jüngeren Steinsalz die Kalilager Norddeutschlands vor allem zuzurechnen sind.

Das große und gegen Norden und Südwesten (Heilbronn, Albersweiler und Heidelberg) sich verflachende Binnenmeer, in dem Anhydrit, Steinsalz und Kali- und Magnesiasalze zur Ablagerung kamen, zeigt, in der regionalen Verteilung der Salze, außerdem drei deutlich unterschiedene Becken (Abb. 8 u. 20). Das hauptsächlichste

Verbreitungsgebiet umfaßt das Land nördlich des Harzes; fast noch wichtiger in industrieller Hinsicht ist heute das Gebiet südlich des Harzes, in Thüringen und vor allem an der Werra zwischen Gerstungen und Salzungen. Als drittes Becken ist der Ablagerungsbereich der Kalisalze am Niederrhein zu nennen.

Die Kalilager (zwei Sylvinitlager) des Oberrheintales (Mühlhausen i. E.), die sowohl auf elsässischer wie badischer Seite (Buggingen, Abb. 50) abgebaut werden, gehören dem Unteroligozän an.

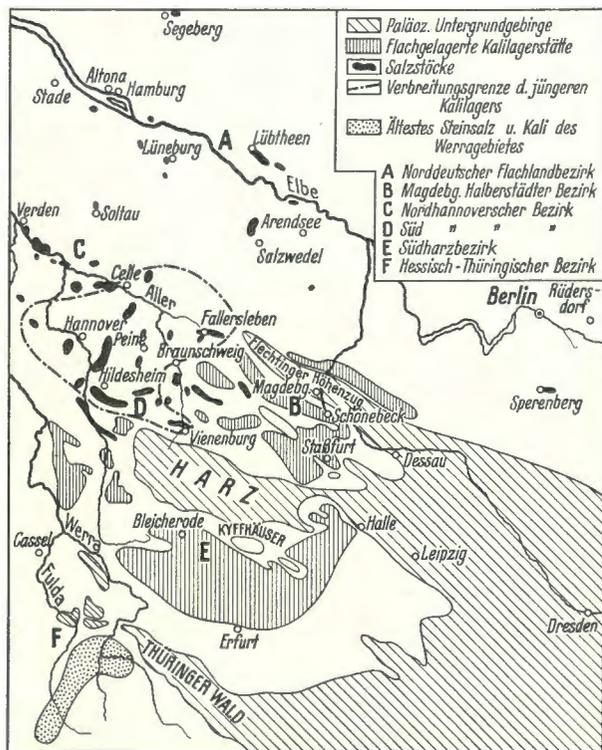


Abb. 20. Die Verbreitung der Kalisalze in Mitteldeutschland. Nach E. FULDA.

Die zahlreichen Bohrungen seit der Jahrhundertwende haben wesentlich zur Klärung über die Gestaltung und den Einbruch des ca. 2000 m tiefen Rheintalgrabens beigetragen (Abb. 50 u. 51).

Was die Förderung (1930) anlangt, so steht das Werragebiet (35,5%) an der Spitze. Es folgen Südharz-Halle (26,5%), Hannover (21,9%), Magdeburg, Halberstadt (14,8%) und schließlich Süddeutschland (2,2%). Die noch vorhandenen Vorräte lassen sich aber auf 700 Mill. t Reinkali im Werragebiet, 4000 Mill. t im Südharzgebiet, 4600 Mill. t im Unstrut-Saale-Gebiet, 4600 Mill. t im Magdeburg-Halberstädter-Gebiet und 2100 Mill. t in Niedersachsen — insgesamt auf 16000 Mill. t Reinkali schätzen.

**Erzlagerstätten.** Die meisten Lagerstätten, die in früherer Zeit abgebaut wurden und die Grundlagen eines blühenden Bergbaues bildeten, spielen heute bei der Verteuerung der Arbeitskräfte und dem sinkenden Wert auf dem Weltmarkt keine Rolle mehr und treten gegenüber der Produktion des Auslandes völlig zurück.

Dies gilt für die Manganerze des Harzes (Ilfeld) und Thüringer Waldes (Elgersburg), die Blei- und Zinkerze des Harzes, Rheinlandes und Erzgebirges, nachdem die Lagerstätten Oberschlesiens uns größtenteils verloren gingen, ebenso für Zinn (Zinnwald-Altenberg und Geyer im Erzgebirge), Nickel (Schlesien), Kobalt, Arsen, Wismut usw. Ebenso für die unbedeutenden Goldquarzgänge (Schwarzatal in Thür., Fichtelgebirge, Schlesien). Auch Silber (Harz, Erzgebirge) und Kupfer (Mansfeld, Rammelsberg bei Goslar) lohnen kaum noch Bergbau und Verhüttung.

**Eisen.** Auch hier gilt das gleiche wie für die vorgenannten Erze, daß die Vorräte Deutschlands, gegenüber dem Bedarf, nur sehr gering sind. Es kann sich daher bei allen diesen kurzen Aufzählungen über nutzbare Lagerstätten nur um eine Vervollständigung des Gesamtbildes handeln. Für weiteres Material sei auf die großen Sammelwerke (BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT, BECK, STUTZER usw.) verwiesen.

Für die Versorgung der Vorkriegszeit war das lothringische Minettegebiet (Brauner Jura), das von Diedenhofen nach Luxemburg zieht, von größter Bedeutung. Jetzt stehen im Inland nur noch kleinere Erzvorkommen zur Verfügung. Unter diesen sind zu nennen: Die Roteisensteinvorkommen des Lahn- und Dillgebietes und die Eisenspatgänge des Siegerlandes, die phosphorreichen Erze von Salzgitter und Ilsede am Harzrand, der Roteisenstein von Elbingerode im Harz und der Schwefelkies von Meggen a. d. Lenne. Von geringer und nur lokaler Bedeutung sind die Thuringit- und Chamoisitlager Thüringens, das Magneteisen von Schmiedefeld am Rennsteig (Thüringen) das Eisenerz bei Osnabrück und Aachen und die Bohnerze der Oberpfalz (Amberg).

---

### III. Die Entstehung und der Aufbau der Deutschen Mittelgebirge.

#### 1. Reste des alten Grundgebirges.

Im Aufbau der deutschen Gebirge lassen sich, wie wir schon sahen, die Spuren mehrerer, verschiedener Bewegungszeiten erkennen, deren Höhepunkte in der vordevonischen, karbonischen und tertiären Zeit lagen. Je weiter diese Faltungen zurückliegen, um so schwerer sind sie zu erkennen, da die nachfolgenden Bewegungen und die durch sie bedingte Metamorphose der Gesteine das alte Gerüst teilweise zerstört haben. Nur mit Hilfe der Schichtzusammenhänge und der Diskordanzen (Abb. 2), d. h. durch eine genaue Feststellung des Alters der gefalteten und nicht mit gefalteten Schichten lassen sich die alten Baupläne teilweise herauslesen.

Schon aus vorkambrischer Zeit kennen wir Gebirgsfaltungen, die im Untergrund Europas (Fennoskandia, Böhmen, Französisches Zentralplateau) hervortreten. Auf deutschem Boden gehören dazu wohl sicher Teile der alten Grundgebirgsmassen (Kataschiefer des zentralen Schwarzwaldes, Spessarts, Böhmerwaldes und Eulengebirges, vielleicht auch die Gneise von Ruhla und Münchberg), während die Altersfestsetzung für manche andere Gebirgskerne umstritten und fraglich ist. In vielen Fällen steht auch nur ein vorvariscisches Alter fest, aber nicht, ob es präkambrisch ist oder ob die Dislokationen als Reste kaledonischer Bewegung anzusehen sind. Anscheinend dehnte sich aber einst die osteuropäische Kernmasse, die heute noch als russische Tafel (Baltischer Schild) vorhanden ist, weiter nach Westen aus und löste sich erst allmählich in einzelne Schollen auf. Vielleicht sind die Kernmassen des Westens (Französisches Zentralplateau, Spanische Meseta), ähnlich wie Teile der Böhmisches Masse, ebenfalls als solche Reste Ureuropas anzusehen, so daß man annehmen kann, daß einst eine mehr oder weniger zusammenhängende Kette solcher alter vorkambrischer Massive zwischen dem Atlantischen Gebiet und dem Ural bestand. Dort, wo es sich vor allem um hochmetamorphe Intrusivbildungen handelt, wie z. B. im Erzgebirge, bleibt es nach wie vor umstritten, ob diese Metamorphose (Vergneisung) präkambrisch, kaledonisch oder vielleicht erst variscisch war.

Auch die Anordnung der Faltungsrichtungen in den älteren Kernen, in denen N—S- und O—W-Bewegungen stärker vorherrschen, wie z. B. im zentralen Schwarzwald und in Teilen der Böhmisches Masse, versuchte man zur Gliederung und Abtrennung heranzuziehen. Auf deutschem Boden herrscht aber, auch schon unter den alten Faltungen, im allgemeinen sowohl die NO- wie die NW-Richtung vor. Ob dies schon alte Richtungen sind, wie auch in den anderen Nordkontinenten oder ob sie erst karbonischer Prägung ihre Entstehung verdanken, ist allein im deutschen Raum nicht festzustellen. Es genügt, daß schon die ältesten Teile Südböhmens diese beiden

Haupttrichtungen erkennen lassen und dies spricht dafür, daß es sich auch in Mitteleuropa hierbei schon um einen alten, vorkambrischen Baustil handelt.

Auf jeden Fall bildeten diese alten Kernschollen, wie dies vor allem die Umgebung der Eulengneise zeigt, Pfeiler und Widerstände gegenüber jüngeren Bewegungen, die ihnen ausweichen mußten. Dies gilt dann im gleichen Maße für die silurisch (kaledonisch) gefalteten Gebiete gegenüber der karbonischen (variscischen) Faltung. Wir können daher aus dieser Aufeinanderfolge der Bewegungen eine allmähliche Versteifung des mitteleuropäischen Festlandsblockes ablesen, die in enger Beziehung zur Bildung der Meeresräume und -sedimente steht, die wir im vorhergehenden Abschnitt kennenlernten (Abb. 1).

## 2. Kaledonische Faltung.

Deutlicher erkennbar ist ein eigentlicher Faltenbau erst aus den Resten der kaledonischen Faltung während der Silurzeit. Vor allem in Nordeuropa (Schottland, Skandinavien, Spitzbergen) war diese von Bedeutung. Die Faltenzüge verlaufen dort in SW—NO-Richtung und fanden im NW und SO an den älteren Vorlandstufen (Hebridengneis, Baltischer Schild) einen Widerstand, der zu randlichem Schuppen- und Überschiebungsbau führte. Das Alter der Bewegung ist dadurch bestimmt, daß der alte rote Sandstein (Old Red) stellenweise diskordant über den gefalteten Schichten liegt und wahrscheinlich sogar die Abtragungsprodukte dieses Gebirges darstellt.

Schwächere Faltungswellen reichten aber noch weit nach Süden und schmiegt sich hier, durch den Südrand der Osteuropäischen Tafel abgelenkt, dem Verlauf der alten Kernschollen an (Sudeten, Polnisches Mittelgebirge). Auch im westlichen Mitteleuropa sind einzelne solcher älteren Faltungsreste im Untergrund der später variscisch geformten Gebirgszüge zu erkennen. Dazu gehören die Branter Masse und in den Ardennen die Massive von Rocroy, Serpont und Stavelot (Venn), ebenso wie die älteren Faltungen (Abb. 49) des Lahngbietes (AHLBURG), neben geringen Resten kaledonischer Bewegung, wohl in der Hauptsache schwächeren devonischen Faltungen ihre Entstehung verdanken. Im Oberrheingebiet muß man dazu Teile des zentralen Schwarzwaldes, der Vogesengneise, den Böllsteiner Odenwald und den zentralen Vorspessart zählen. Kaledonische Faltung wird aus dem Unterharz erwähnt, während die schwachen Diskordanzen im Ostthüringischen und Vogtländischen Schiefergebirge wohl einer ausklingenden Bewegung angehören. Im Sudetengebiet zählen weite Teile dazu, ebenso auch einzelne Gneissmassen der Randgebiete Böhmens.

In den Ardennen, welche ein Gebiet steil nach Süden einfallender Falten darstellen, und im Hohen Venn ist die kaledonische Faltung durch Profile, wie das vom Forsthaus Langestal, wo unteres Devon auf gefaltetem Kambrium diskordant aufliegt und das des Roche à Fépin (bei Fumay an der Maas), das eine Mulde devonischer Schichten über steilgestelltem Silur darstellt, sicher erwiesen. Die Schichten streichen im Westen der Ardennen mehr nach NW, im östlichen Teil nach NO, so daß ein flachbogenförmiger Verlauf des ursprünglichen Faltungsgebietes daraus abgeleitet werden kann.

Die schon von LIEBE erwähnte Faltung in Thüringen scheint zum Teil recht unbedeutender Natur gewesen zu sein, wie man sie im Triebichstal und am Klosterhammer bei Saalburg nachzuweisen versuchte. Die Diskordanz zwischen Devon und Obersilur tritt vielfach nur durch das Fehlen des älteren Unterdevons hervor. LIEBE will auch ein abweichendes Streichen der älter gefalteten Teile festgestellt haben.

Im Unterharz wiesen SCHRIEL und DAHLGRÜN eine übergreifende Lagerung des Unterdevons über verschiedenen Stufen des Obersilurs bei Benneckenstein, Hasselfelde und Stiege nach.

Für die östlichen Teile der deutschen Gebirge, wo in den Westsudeten die kaledonische Faltung die Hauptfaltung darstellt, ist eine Altersbestimmung nur insoweit möglich, als teils Unterdevon (Niederes Gesenke), teils Oberdevon (Westsudeten) über die gefalteten Teile transgrediert. Wie die Abb. 7 zeigt, gabeln sich die Falten am Eulengebirge derart, daß sie dasselbe umfließen und ein nördlicher Zug vielleicht eine Verbindung mit dem polnischen Mittelgebirge darstellt, während der südliche Ast bis in die moravische Zone Mährens reicht.

Auch die beiden alten Bruchlinien des westlichen Böhmens, der bayerische und böhmische Pfahl, dürften in ihrer ersten Anlage bis auf diese alte Dislokationsperiode zurückgehen.

Aus allen diesen Beobachtungen geht hervor, daß wir zahlreiche Reste kaledonischer Bewegungen in Deutschland haben. Von einer einheitlichen — auch der Richtung nach — zusammenhängenden Faltung können wir aber nicht sprechen. Es fällt jedoch auf, daß auch schon im kaledonischen Bau Europas anscheinend zwei Faltenzüge und Bewegungsrichtungen vorhanden sind, von denen der Skandinavische Zug die Osteuropäische Tafel nördlich (mit SW-Richtung) und der Polnisch-sudetische im Süden (mit SO-Richtung) umfließt. Beide zeigen sich im Untergrund Deutschlands; der erstgenannte im Westen (Ardennen), der andere im Osten (Sudeten, polnisches Mittelgebirge), und beide vergittern sich offenbar im mittleren Teil. Wenn diese beiden Hauptbewegungsrichtungen, die dann vor allem in der karbonischen Faltung hervortreten, nicht schon älterer Anlage sind, so wurden sie sicher durch diesen Verlauf kaledonischer Falten stark beeinflußt.

Während in Südengland und Irland sich kaledonische und karbonische Faltung in spitzem Winkel überschneiden und dadurch scharf abgegrenzt erscheinen, ist auf deutschem Boden dies nicht festzustellen. Eine Trennung wird vielmehr durch den anscheinend fast parallelen Verlauf beider Faltungen sehr erschwert.

### 3. Karbonische Bewegungen.

Besser als die altpaläozoische Faltung sind uns die jüngeren Bewegungsphasen bekannt, die von vorkarbonischer bis über die Permzeit hinaus dauerten. In Europa ist diese Faltung auf diejenigen Gebiete beschränkt, die von der Russischen Tafel im Osten und den kaledonischen Gebirgen, vor allem im Nordwesten, begrenzt wurden, so daß diese beiden älteren Bewegungsgebiete (s. Abb. 1) Widerlager für die jüngeren Bewegungen bildeten. Die Restschollen, sowohl der alten Massen wie der älteren Faltung, sind daher auch auf deutschem Boden für die Ausdehnung der jungpaläozoischen Faltung verantwortlich. Daraus erklärt sich auch der Verlauf der Gebirge, die sich in mehreren flachen Bögen von West nach Ost durch die Mitte des Kontinents verfolgen lassen.

Neben dem Armorikanischen Bogen (Bretagne) in Westfrankreich kommt für die deutschen Mittelgebirge besonders der Zug der variscischen Gebirge (Varisker — frühere Bewohner des Vogtlands, Curia variscorum = Hof i. Bayern) in Frage. Er beginnt im französischen Zentralplateau, wenn auch die oft dargestellte Scharung mit dem armorikanischen Zuge dort nicht völlig erwiesen ist. Ein dritter, nördlicher Gebirgszug schließt das Bogendreieck und legt sich in spitzem Winkel an die kaledonischen Faltengebirge Südirlands und Englands an. Nach Osten können wir ihn am Rand der Ardennen bis ins Rheinland und zum Harz und wahrscheinlich zum polnischen Mittelgebirge verfolgen.

Wie bei jedem Faltenystem lassen sich auch hier verschieden alte Teile unterscheiden. Für die jungpaläozoischen Gebirge (Varisciden) unterscheidet man 5—6 Phasen der Gebirgsbildung (s. S. 21 und Abb. 5).

Die Hauptfaltungszeit fällt in die Mitte des Karbons, wie die mittleren und südlichen Gebirgsketten zeigen, in denen devonische und unterkarbonische Schichten mitgefaltet sind, während das Perm, wie z. B. das Profil der Bohlenwand bei Saalfeld (Abb. 2) zeigt, nicht mehr an der Faltung teilnahm. In der nördlichen Außenzone der Kohlengebiete ist auch noch das Oberkarbon mitgefaltet.

„Variscischer Bogen.“ Deutlich macht sich dadurch auch eine Zweiteilung des Gebirges bemerkbar. Neben dem Ardennenbogen, der die Rheinischen Gebirge und den Harz mit umfaßt und einem äußeren und jüngerem Gebirge entspricht, haben wir den eigentlichen variscischen Bogen zu unterscheiden, der von den Vogesen und vom Schwarzwald über den Odenwald und Spessart nach Thüringen und dem Fichtelgebirge zieht und in der Faltung des Erzgebirges sein Ende findet. Eine bogenförmige Umbiegung in die Richtung der Sudeten, die in der Hauptsache der kaledonischen Faltung angehören, ist dagegen nicht nachzuweisen, wenn auch am Außenrand der Sudeten (Alt Vater) und im Inneren Böhmens NW gerichtete Faltungen karbonischen Alters vorhanden sind.

Diese innere südliche Zone besteht aus kristallinen Schiefen, Graniten und älterem Paläozoikum und war vielleicht auch höher gefaltet als die nördliche Außenzone, in der die älteren Gesteine zurüctreten, während vor allem Devon und Karbon an ihrem Aufbau teilnehmen.

Im Vorland dieser Außenzone finden wir (subvariscische Saumtiefe) die wichtigsten Kohlenfelder Europas verbreitet, während die limnischen Kohlengebiete (s. Karte Abb. 7) in den Binnensenken zwischen den Faltenzügen, ihrer Verbreitung und Mächtigkeit nach, immer nur eine unbedeutende Rolle spielten.

„Vindelizisches Gebirge.“ Als parallele Faltenzüge zum variscischen Bogen hat man auch die besonders für die Ablagerung mesozoischer Schichten bedeutsame Schwelle des „Vindelizischen Gebirges“ (Augusta Vindelicorum = Augsburg) in Süddeutschland, die sicher bis zum Rhät bestand und den Rumunischen Rücken (KOCKEL) im Bereich der nördlichen Kalkalpen, der in der Sedimentbildung der Kreidezeit eine Rolle spielte, anzusehen. Ebenso die Zentralmassive der westlichen Alpen (z. B. Montblanc, Aarmassiv usw.), die in den Ostalpen ein gleichaltes, aber sedimentäres Gegenstück in den Karnischen Alpen und außerdem wahrscheinlich

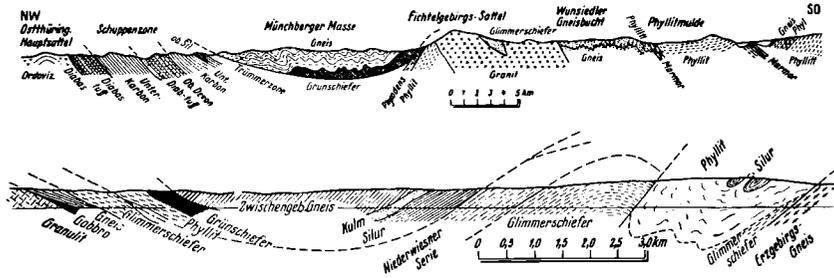


Abb. 21. Moldanubische Deckschollen am Rand von Erz- und Fichtelgebirge. Oben: Profil durch das Fichtelgebirge und die Münchberger Gneissmasse. Nach A. WURM aus v. BUBNOFF. — Unten: Profil durch das sächsische Zwischengebirge von Frankenberg-Hainichen. Nach BECKER aus v. BUBNOFF.

auch den Muralpen haben. Das Vindelizische Gebirge bildete im Paläozoikum wohl ein Zwischengebirge wie Böhmen, um das sich das variscische Orogen in einem Nord- und einem Süd Stamm herumlegte.

Als trennendes Zwischenland zwischen der Scharung des Ardennen- und Schwarzwald-Erzgebirgs-Bogens ist ein älterer Gebirgszug, größtenteils kaledonischer Entstehung, anzunehmen, der beiderseits von tieferen und breiten Senken begleitet wird und durch auffallenden Schwereüberschuß (vgl. Abb. 27) ausgezeichnet ist. Odenwald, Spessart, Thüringer Wald (Ruhlaer Sattel) und Kyffhäuser gehören dieser Zwischenzone an, die nördlich von dem mit rotliegendem Abtragungsmaterial des Gebirges verfüllten Saar-Selke-Trog und südlich von dem Kraichgau-Saale-Trog begrenzt wird.

Soweit man aus der Masse dieses Verwitterungsschuttes und der Breite des ganzen karbonischen Faltungsraumes schließen darf, hat das Gebirge die Alpen an Ausdehnung übertroffen, aber wohl

niemals „alpine“ Höhen erreicht, sondern ist als Primärrumpf in gleichem Maße auch wieder abgetragen worden, wie seine Hebung erfolgte. Jetzt sind von ihm nur horstartige Rumpfschollen übrig, welche die nachkarbonischen Bewegungen stark beeinträchtigt, gehoben und zerstückelt haben.

**Deckenbau der deutschen Gebirge.** Was den inneren Bau der variscischen Gebirge anlangt, so sind heute Vergleiche mit alpiner Tektonik durchaus naheliegend, und die Zonengliederung einzelner Faltungsprovinzen ist sogar wichtiger als die Bogengestaltung, auf die man früher so großen Wert legte. Auch auf deutschem Boden sind große flache Überschiebungen am nördlichen Außenrand schon lange bekannt, die durch den Kohlenbergbau aufgeschlossen wurden (Sutan-, Hattinger Überschiebung usw. — Abb. 48), ebenso wie bei Aachen und am Nordrand der Ardennen in Belgien (Deckschollen von Mons usw., Fenster von Theux). Erst später hat man in den inneren Zonen solche im Erzgebirge, Harz, Schwarzwald und Vogesen (Abb. 52) nachgewiesen, neben anderen, die noch umstritten sind (Hunsrück, Granulitgebirge usw.). Besonders in der Umgebung der Böhmisches Masse haben Massenverlagerungen, die man wohl mit alpinem Deckenbau vergleichen kann, beträchtliches Ausmaß erreicht [Moldanubische Überschiebung bei Brünn — 250 km lang und 25—30 km breit über die vorkarbonisch gefalteten Moravischen Gebiete; Münchberger Gneisplatte bei Hof (Abb. 21); Wildenfels bei Zwickau (Abb. 36); Zwischengebirge von Frankenberg-Hainichen bei Chemnitz]. Auch für das polnische Mittelgebirge (Zone von Sandomir) werden große Überschiebungen nach SW angenommen. Der Faltungsdruck war im allgemeinen von Süden nach Norden gerichtet, wie besonders deutlich die randlichen Überschiebungen in den Ardennen und im Rheinland zeigen. Ebenso wie in den Alpen sind trotzdem aber auch Zonen der Rückfaltung, den Südüberschiebungen der Dinariden und Südalpen vergleichbar, vorhanden. Einen solchen Zug mit Überschiebung nach Süden kann man von den Südvogesen über den Südschwarzwald nach Böhmen, Mähren und dem polnischen Mittelgebirge annehmen. Die oberschlesischen Kohlenfelder lagen demnach im südlichen Vorland dieses Zuges. Ob auch im Innern des Faltengebirges südgerichtete Überschiebungen, z. B. auf der Südseite der Spessart-Thüringen-Achse des Zwischenlandes, vorhanden sind, steht noch nicht fest. Wahrscheinlich handelt es sich dort nur um Aufschuppungen am Rand einer Scheitelzone oder einer ausgepreßten Grabenzone.

Durch diesen Deckenbau und seine verschiedene Gestaltung in den einzelnen Faltenzügen wurden wesentliche Züge des Gebirgslandes geprägt, aber auch dieses selbst gegliedert. Wir können hier

vor allem vier Zonen (KOSSMAT) unterscheiden, die von Norden nach Süden aufeinander folgen (Abb. 22 und 23).

**Tektonische Zonengliederung<sup>1)</sup>.** Wir unterscheiden im Norden die Westfälische oder Niederländische Zone, der die jungkarbonischen Überschiebungen der belgischen und rheinischen Kohlengebiete angehören. Es folgt sodann die Rheno-herzynische Zone mit der alpinotypen Faltung der Außenzone, zu der der Deckenbau des Harzes und, in seiner westlichen Fortsetzung, wohl der Faltenbau des Lahn- und Dillgebietes und der Hunsrück (?) gehört (Abb. 49). Die Saxo-thuringische Zone (Granulitgebirge, Thüringer Wald, Ostthüringer Schiefergebirge, Spessart, Odenwald) hat man im allgemeinen als eine stark bewegte Faltungszone mit randlicher Aufschiebung des südlichen Vorlandes anzusehen. Wie in ihrem inneren Bau die kaledonische Versteifung zeigt, ist noch eine weitere Gliederung durchzuführen, da die achsiale Zone des Spessart eine Sonderstellung einnimmt und in den anderen, alten Sattelzonen (Algonkium des Schwarzburger Sattels — Abb. 3) auch noch ältere Dislokationen und Überschiebungen angedeutet sind. Vielleicht wird man einmal die stark kaledonisch vorgefaltete nördliche Zone, der Odenwald, Spessart, Ruhlaer Sattel und Kyffhäuser angehören, als eine Kernachse aus-

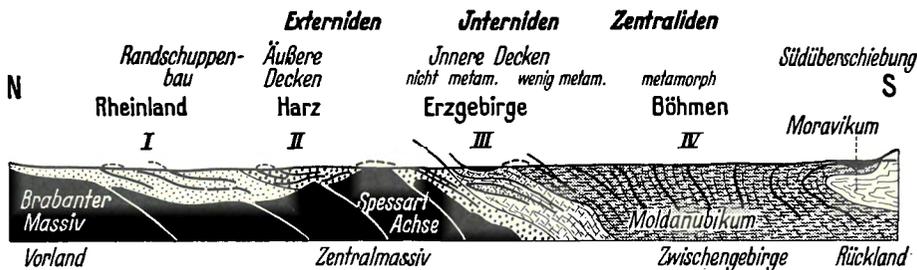


Abb. 22. Schematische Erklärung des variscischen Deckenbaues der Deutschen Gebirge. Teilweise nach STAUB.

scheiden, vergleichbar den karbonischen Zentralmassiven der Westalpen. Vergleicht man doch auch die Saxo-thuringische Zone dem Penninikum der Alpen, das südlich der Zentralmassive liegt. Als vierte Zone unterscheidet man gewöhnlich die Moldanubische Zone, der die Katagneise der Kernzone Böhmens angehören. Auch hier ist es noch fraglich, ob wir es im Vergleich mit alpinen Erscheinungen mit einem Zwischengebirge oder einer großen Überschiebungsmasse nach Art der ostalpinen Decken und der Dinariden zu tun haben. Die Bewegungen sind jedenfalls vom Kern nach außen gerichtet. Im Süden ist sie über die älteren moravischen Gneise überschoben, die fensterartig bei Brünn aufragen und mit den Gneisen des Gesenkes (silesische Zone) und vielleicht auch des Erzgebirges zu parallelisieren sind. Die Stellung und Überschiebungstektonik der Münchberger Gneisscholle im Norden (Abb. 21), die als Moldanubische Deckscholle angesehen wird, wird neuerdings, besonders was Art und Richtung anlangt — bestritten. Ebenso die angeblichen Überschiebungen des Granulitgebirges in Sachsen und des Eulengebirges in Schlesien, das wir als alte Kernmasse ansahen.

**Wandertektonik und Intrusionstektonik.** Alle diese vier Zonen der Wandertektonik stellen auch Gebiete mit verschiedenem Grad der Metamorphose dar. Der moldanubische Block

<sup>1)</sup> KOSSMAT, Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. Sächs. Geol. L.-A., H. 1, 1927.

entspricht sicher der Katazone und bildet von Podolien bis zum Zentralplateau das eigentliche Gerüst Europas. Das Saxo-thüringische Gebiet gehört wohl der Mesozone an, während die nördlichen Bewegungsabschnitte nur geringe Veränderung der Gesteine erkennen lassen. Ebenso sind aber auch die magmatischen Intrusionen der Granite usw. verteilt, die stärker in den südlichen Schollen hervortreten. Hat man die Granite des Erzgebirges, des Harzes, der Lausitz und des Riesengebirges mit dem posttektonischen Eindringen

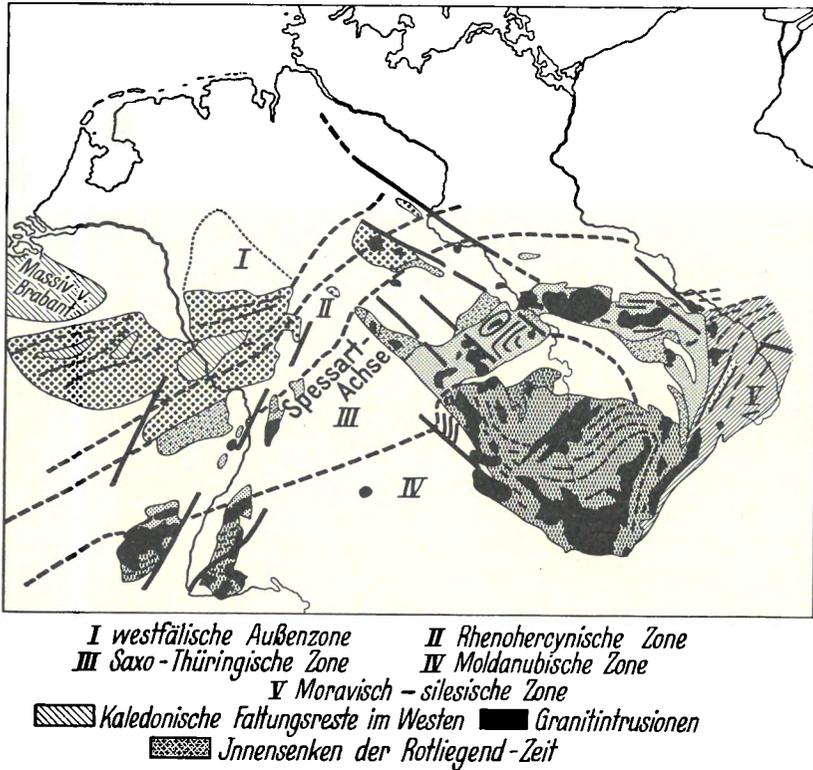


Abb. 23. Die tektonischen Provinzen Deutschlands (s. auch Abb. 22).  
Nach KOSSMAT.

junger Tiefengesteine in den Faltungskörper der Alpen verglichen, so darf man einen Teil der Granite Böhmens, die sicher älter sind, als Spaltenintrusionen auffassen, die zum Teil mit der Zertrümmerung des alten Blockes an transversalen Störungsfugen in Zusammenhang standen.

Es sind nicht alles Batholithe oder Lakkolithe, sondern, wie CLOOS für den Passauer Wald nachgewiesen, zum Teil auch mächtige Lagergänge mit relativ flacher Lagerung (Abb. 6), die in das sich aufrichtende Gebirge eindrangten. Über das Alter

dieser Granitlakkolithe und Batholithe, die während der karbonischen Zeit und zum Teil gleichzeitig mit den tektonischen Bewegungen und von diesen beeinflußt, im Schwarzwald, Erzgebirge, Harz und Sudeten empordrangen, kann man feststellen, daß einige schon im Unterkarbon entstanden, da sie unterkarbonische Schichten verändert haben, andererseits im oberen Unterkarbon in Trümmern enthalten sind. Auch die Diabase im Harz und an der Lahn gehören dieser Zeit an. Von Ergußgesteinen sind außerdem mächtige Ströme und Decken von Rhyolithen und Orthophyren zu erwähnen, die zum Teil, wie im Zentralplateau, noch im Unterkarbon und vor dem Oberkarbon empordrangen.

Einer zweiten Eruptionsperiode, in der Tiefengesteine zurücktreten, gehören die permischen Ergußgesteine an, in der die gewaltigen Massen von Quarzporphyren, Melaphyren usw. in Sachsen, Thüringen, im Saar-Nahe-Gebiet, im Schwarzwald und in den Vogesen empordrangen.

Diese zeitliche und räumliche Verteilung zeigt, daß auch hier Vulkanismus und Gebirgsbildung in engem Zusammenhang stehen. Vor allem scheinen diese an die Oberfläche dringenden Eruptionen meist an die jüngeren rückwärtigen Senkungsfelder (z. B. Saarmulde und Oos-Saale-Trog) gebunden zu sein, während der Plutonismus die alten Kernschollen des Moldanubikums und seine Randgebiete (moravische und saxothuringische Zone) beherrscht.

**Alte Störungslinien.** Die Bogengestalt des Variscikums, von der man früher viel sprach, wird verwischt durch alte Störungslinien von meist NW-Richtung, an der sich die Schollen zum Teil in differenzierter Weise horizontal bewegten, derart, daß die westlichen Schollen meist stärker nach NW verschoben wurden als der östliche Flügel. Wenn wir sie zum Teil auch nur in jugendlicher Neubelebung aus späterer Zeit kennen, so dürfen wir doch zu den alt angelegten Störungen die Elztallinie (Schwarzwald), den Vogesenrandbruch, die Otzbergspalte, die thüringischen und sächsischen NW-Störungen und vor allem die Elbtalschieferzone mit der nach SW gerichteten Überschiebung rechnen. Vielfach werden sie von granitischen Intrusionen begleitet. Von besonderer Bedeutung ist die 150 km lange Störung des bayerischen Pfahl, dessen Quarzriffe in einer Breite bis zu 120 m noch jetzt morphologisch deutlich erkennbar sind und von Pfahlschiefern und Myloniten begleitet werden, die auf einen Überschiebungs- und Bewegungsvorgang hindeuten. Ein gleiches gilt vom böhmischen Pfahl bei Eger. Deutlich tritt die variscische Schollentektonik vor allem in den schmalen Leistenschollen der Sudeten in die Erscheinung, die vom Sudetenrandbruch und der innersudetischen Hauptverwerfung begrenzt werden. Die Transversalverschiebungen, die in der saxo-thuringischen Zone besonders stark sind, gehen stellenweise in horizontale Flexuren über, wie dies an der mittelsächsischen Überschiebung, an den fränkischen Randbrüchen, durch Tiefbohrungen bei Nürnberg, und an der Grenze der Westsudeten nachgewiesen wurde.

Zusammenfassend können wir daher von den jungpaläozoischen Bewegungen sagen, so vieles an diesen neuen Gesichtspunkten auch noch zu klären sein wird, daß gleicher Schichtenbau, gleichför-

miges Streichen der Falten und Faltungszonen und gleiches Alter der Aufsattelung (wenn auch in einzelnen Phasen) das in der Transgression des höchsten Oberkarbons oder Rotliegenden ausgedrückt ist, erst eigentlich die Zusammenfassung der deutschen Horste zu einem variscischen Gebirge ermöglicht.

#### 4. Nachkarbonische Bewegungen.

Während des älteren Mesozoikums herrscht dann anscheinend orogenetische Ruhe im mitteleuropäischen Raum. Für den Vulkanismus gilt das gleiche. Nur Hebungen und Senkungen epeirogenetischer Art und schwache Faltungen (pfälzische Bewegungsphase) sind festzustellen. Erst gegen das Neozoikum zu nehmen, von den Hochgebirgsfaltungen im Süden stark beeinflußt, auch in Deutschland die Bodenbewegungen wieder zu, erreichen aber nirgends — außer am Alpenrand — die Stärke der variscischen.

Dagegen begann die Abtragung und Zerstückelung des karbonisch gefalteten Gebirgslandes schon bald nach seiner Erhebung und war in der Permzeit in vollem Gange. Die Bewegungen der jüngsten Phasen des variscischen Zyklus (Saalische und Pfälzische Phase) sind demgegenüber nur noch von geringer Bedeutung. Während der Trias und Jurazeit wurde das sinkende Land zum großen Teil vom Meere überflutet und wir können annehmen, daß bis zur Kreidezeit die meisten Rumpfe der alten Faltengebirge von einer mächtigen Lage von Sedimenten überdeckt wurden. Erst dann begannen wieder Bewegungen, die aber auf deutschem Boden keine starken Veränderungen hervorriefen. Um so stärker treten sie in den alpidischen Gebirgen der Mittelmeerumrandung auf.

In Deutschland ist aber die erneute Heraushebung der Mittelgebirge, d. h. die heutige Verteilung der Rumpf- und Horstschollen als Reste einstiger Faltenzüge und der dazwischenliegenden Schichttafeln, mit anderen Worten, die jetzt noch vorherrschende Gliederung des Landschaftsbildes, im allgemeinen als eine Folge dieser starken Bewegungen im Süden anzusehen. Besonders vom Ende der Kreide an und in der mittleren Tertiärzeit machten sich stärkere Bewegungen bemerkbar, die aber nur örtlich als weitgespannte Faltungserscheinungen, meist aber als Hebungen oder Senkungen auftraten und die sich an den zum Teil schon in älterer Zeit angelegten, aber wieder auflebenden Verwerfungen vollzogen. Die so entstandenen „Horste“, wie die mitteldeutsche Hauptscholle (Abb. 36), sind nicht nur durch Brüche bedingt oder begrenzt, sondern auch im Innern von zahlreichen Sprüngen durchsetzt und gegliedert.

**Bruchlinien und Störungszonen.** Dadurch wurden die horizontalen Faltungen und Zusammenschiebungen der älteren Zeit

durch mehr oder weniger ausgeprägte Vertikalstörungen (Brüche, Verwerfungen) und Transversalverschiebungen abgelöst. Mehrmals wechselten so in den nachkarbonischen Perioden orogenetische Zeiten mit ausgeprägtem Hebungscharakter und epirogenetische Perioden mit langsam wirkenden Verschiebungen der Festlandsschollen. Die Grenzen der verschiedenen gehobenen oder gekippten Schollen werden durch Brüche gebildet, von denen die NO, in der Richtung des Erzgebirges, verlaufenden auf streichende Störungen des variscischen Baues zurückgehen, ebenso wie die NW, in der Richtung des Thüringer Waldes, verlaufenden einen östlichen Einschlag darstellen, der westlich der Russischen Tafel

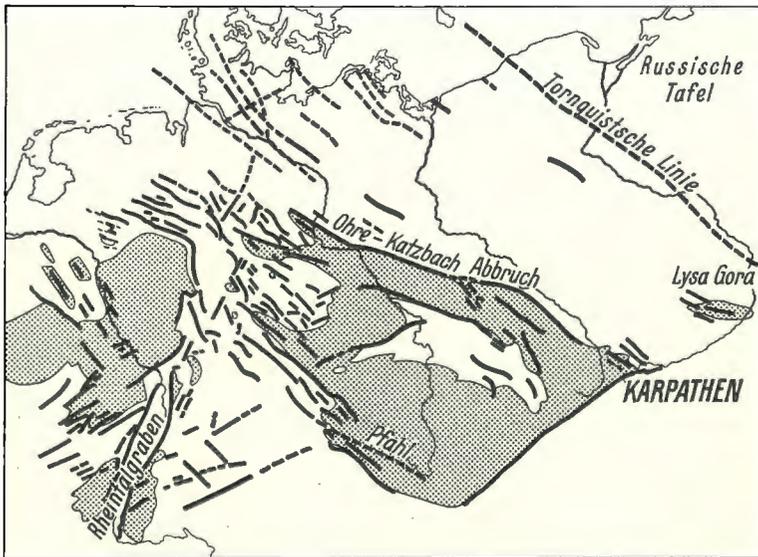


Abb. 24. Saxonische Störungsrichtungen. Nach STILLE, PHILIPP u. a.

in den Bau Mitteleuropas eindringt (KARPINSKYSche Linien). Auch die dritte Richtung, die jetzt erst, während des Mesozoikums im Oberrheingebiet hervortritt (Rheinische Linien) geht auf ältere Anlage zurück. Für das Alter der Störungen besagen die Namen (rheinisch, herzynisch, variscisch oder thüringisch und erzgebirgisch) aber nichts, da alle anscheinend bis auf die paläozoische Zeit zurückgehen und örtlich in verschiedenem Grade bei den jüngeren Bodenbewegungen eine Wiederbelebung erfuhren.

Unter den Hauptstörungslinien, die im Bau Deutschlands eine Rolle spielen, und von denen die rheinischen mehr einer Zerrungsbeanspruchung, die herzynischen aber einer Pressungsbeanspruchung (durch den von den Alpen ausgehenden Druck) entsprechen, sind folgende zu nennen:

Herzynisch-thüringisch: Randbrüche der Sudeten. Westrand der Böhmisches Masse, des Thüringer Waldes und Frankenwaldes (Linie Passau-Ibbenbüren). Lausitzer Überschiebung. Überschiebungen und Brüche des Harz-Nordrandes. Randbrüche der rheinischen Masse und der Kölner Bucht.

Variscisch-erzgebirgisch: Die aus Französisch-Lothringen hervorgehende Bruchzone am Südrand von Hunsrück und Taunus. Brüche der Trierer Bucht. Querbrüche von Schwarzwald und Vogesen. Streichende Verwerfungen des rheinischen Schiefergebirges und Südrandbruch des Erzgebirges. Donaubruch (?) zwischen Ulm und Regensburg, der von regionalen erdmagnetischen Anomalien begleitet wird.

Rheinisch: Oberrheintalgraben und Parallelbrüche. Nördliche Fortsetzung in der Wetterau, im hessischen Bergland und Randbrüche des Leinetales.

Neuerdings wird auch die Bedeutung ONO gerichteter Störungen (schwäbische Richtung) hervorgehoben<sup>1)</sup>, ebenso wie man den einzelnen Bruchrichtungen eine genauere Gliederung nach Graden der Windrose gab<sup>2)</sup>.

In ihrer Anlage gehen wohl alle diese Brüche mindestens zum Teil auf permische oder oberkarbonische Zeit zurück, wo die gemischten Gänge des Thüringer Waldes (Friedrichroda, Trusetal) thüringische Richtung zeigen, wenn sie auch später, wie alle anderen Störungslinien mehrfach wieder aufrissen und dabei vor allem auch die jüngeren mesozoischen Gesteinstafeln beeinflussten. Ihr ursprünglicher Charakter scheint der transversaler Verschiebung oder auch der Überschiebung (mittelsächsische Überschiebung, Straubing, Pfahlschiefer) gewesen zu sein, der in jüngeren Zeiten einer vertikalen Tendenz Platz machte. Nur an wenigen Stellen lassen auch die jüngeren Parallelstörungen (Lausitzer Überschiebung, Südrandüberschiebung des Thüringer Waldes) die alte Druckrichtung wieder aufleben. Auch die Sudetenrandbrüche und viele Störungen des norddeutschen Flachlandes, die nur durch junge Aufpressungen (Salzstöcke an der Allertallinie usw.), an die auch die Verbreitung von Kalisalzen und Erdöl gebunden ist, bekannt sind, gehören dieser alten Richtungsanlage der sogenannten „KARPINSKYschen Linien“ an, die bis nach Südrußland und dem Schwarzen Meer zu verfolgen sind.

TORNQVISTSche Linie. Im Osten bildet den Abschluß dieses Schollenlandes, das durch diese Brüche in mehr oder weniger schmale nach NW orientierte „Leisten“ gegliedert ist, eine der wichtigsten Grenzlinien Europas (TORNQVISTSche Linie), die geologisch Ost- und Westeuropa voneinander trennt. Sie verläuft gleichfalls in NW-Richtung, von Galizien über Bromberg nach Bornholm und Schonen und parallel zu der Bruchzone der fränkischen Brüche (Passau-Ibbenbüren), die man andererseits auch als geologische

<sup>1)</sup> PHILIPP, Das ONO-System in Deutschland. Abh. Heidelberger Ak. Wiss. Math.-naturw. Kl., Nr. 17, 1931.

<sup>2)</sup> HEISE, Merseburger Bundsandsteinplatte. Jahrb. Hallesch. Verb. 8. 1929 unterscheidet eine rheinische und antirheinische, variscische und antivariscische und eine frankonische und antifrankonische Richtung.

Grenze zwischen Ost- und Westdeutschland bezeichnet hat. Der so begrenzte Raum kann auch als Saxonische Scholle benannt werden.

Während der Trias- und Jurazeit sind nur unbedeutende epirogenetische Vertikalverschiebungen der Festlandsgebiete festzustellen. Die Geschichte der Muschelkalkzeit (Abb. 9) zeigt solche, ebenso wie schon vorher der Zechstein (Abb. 8). Am Ende der Keuperzeit versinkt die trennende Schwelle des vindelizischen Gebirges in Süddeutschland zwischen dem schwäbischen und alpinen Triasmeer. So bildet sich nach und nach der Rahmen, in dem die mächtigen Jura- und Kreidesedimente in der mitteldeutschen Senke zwischen den rheinischen und böhmischen Gebirgsländern einerseits und in Niedersachsen und Schwaben andererseits zur Ablagerung kommen konnten. Von den einstigen Faltegebirgen blieben zeitweilig wohl nur wenige Teile von der Überflutung verschont, da der Zechstein auch das Thüringer Gebirge, wenigstens stellenweise, überflutete und der Malm auch die Höhen des Schwarzwaldes überdeckte (Abb. 54); nur als submarine Schwellen mögen sie den Sedimentationsraum der mesozoischen Senkungsfelder gegliedert haben. In Thüringen fehlen auch Dogger und Malm, was auf Festland deutet. Aber erst die Untere Kreide sah dann wieder ein größeres festländisches Gebiet zwischen Rheinland und Böhmen. So wechseln Senkungs-, Sedimentations- und Hebungsgebiete ständig miteinander ab und der Absatz neuer Schichtgesteine wird dadurch bedingt. Die jüngeren Faltungen betrafen dann vielfach nur die Sedimente, die sich innerhalb des so wechselnden Rahmens gebildet hatten.

**Saxonische Faltung.** Gegen Ende der Jurazeit werden diese Senkungs- und Sedimentationsräume wieder zu Faltungsgebieten, besonders in Westfalen, Niedersachsen, am Harzrand, im Thüringer Becken und in Schlesien. Man hat diese wichtigsten nachpermischen Bewegungen nach dem niedersächsischen Gebiet auch als Saxonische Faltungsperiode zusammengefaßt, die sich wiederum in die Kimmerische (nach den Bewohnern der Halbinsel Krim benannt) Phase (Trias, Jura) und verschiedene Phasen der Kreide- und Tertiärzeit gliedern läßt. Nach STILLE unterscheidet man im Bereich der Saxonischen Faltung folgende Phasen:

1. Altkimmerische Phase (zwischen Keuper und Rhät) im holländisch-deutschen Grenzgebiet.
2. Jungkimmerische Phase (zwischen Kimmeridge und Valangien) mit drei Unterabteilungen der Deisterphase, Osterwaldphase und Hilsphase (nach DAHLGRÜN) im Teutoburger Wald (Eggegebirge), Deister, der Hilsmulde, Subherzynischem Becken usw.
3. Austrische Phase (zwischen Albien und Cenoman) schwach angedeutet bei Quedlinburg und am Eggegebirge.
4. Subherzynische Phase (zwischen unterem Emscher und den Granulatschichten des Untersenon), die sich am Harzrand in zwei Abteilungen (Ilse- und

Wernigeröder Phase) vollzog, die aber auch an nordhannöverschen Salzstöcken festzustellen ist.

5. Laramische Phase (vortertiäre Faltung zwischen Obersenon und Paleozän), vor allem im nördlichen Hannover.

6. Pyrenäische Phase (zwischen Eozän und Unter-Oligozän) z. B. im subherzynischen Becken und in Niedersachsen.

7. Savische Phase (zwischen Ober-Oligozän und Unter-Miozän), z. B. in Nordwestböhmen, Niederhessen und Westerwald.

8. Steirische Phase (zwischen Unter- und Ober-Miozän), z. B. im westlichen Harzvorlande und im Westerwald.

9. Vorpliozäne Bewegungen, z. B. im Westerwald.

10. Postpliozäne oder Intrapliozäne Bewegungen in Südhannover, Hessen, Rheingebiet usw.

Aus dieser Aufzählung sehen wir die Aufeinanderfolge der Gelandegestaltung, wie sie sich vor allem im Niedersächsischen Gebiet, zwischen den Abbrüchen der Rheinischen Masse und des Harzes

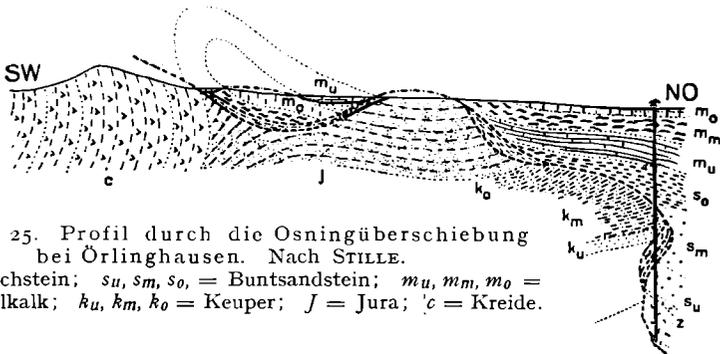


Abb. 25. Profil durch die Osningüberschiebung bei Örlinghausen. Nach STILLE.  
*z* = Zechstein; *s<sub>u</sub>*, *s<sub>m</sub>*, *s<sub>o</sub>* = Buntsandstein; *m<sub>u</sub>*, *m<sub>m</sub>*, *m<sub>o</sub>* = Muschelkalk; *k<sub>u</sub>*, *k<sub>m</sub>*, *k<sub>o</sub>* = Keuper; *J* = Jura; *c* = Kreide.

und im subherzynischen Gebiet zeigt (Abb. 44). Zuerst machten sich in der Jurazeit die asiatischen NW-SO-Linien (KARPINSKYschen Linien) wieder bemerkbar. An diesen „Kimmerischen Störungen“ brachen, in einer Reihe von Randstaffelbrüchen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges, die paläozoischen Schichten samt der auflagernden Trias in die Tiefe; heute verdeckt durch die horizontal darüberliegenden Kreideschichten (Transgression). Die kimmerische Bewegung ist die Hauptphase der saxonischen Faltung, die sich in einer ganzen Reihe der norddeutschen Bergländer durch die diskordante Auflagerung oberjurassischer Schichten (Serpulit) auf verschieden alte Horizonte der Trias nachweisen läßt. Wahrscheinlich gleichaltrige präeozäne Bewegungen wurden auch in Thüringen (Ohmgebirge) und in Niederschlesien festgestellt, wenn auch das teilweise Fehlen der Kreide eine genauere Datierung unmöglich macht.

In dem durch diese Senkungen entstandenen Rahmen wurden die nordwestlichsten Ausläufer der Mittelgebirge, vor allem Eggegebirge, Teutoburger Wald, Weser- und Wiehengebirge in der oberen Kreide in Falten gelegt (Abb. 34) und die schon vorher begonnene

Aufwölbung wird durch die Heraushebung des Harzes und seines Vorlandes fast zum Abschluß gebracht. Zum Teil sind es Bruchfaltungen an den alten SO-NW-Linien, die sich dem Druck aus SW folgend bis zu Überschiebungen steigern (Abb. 25).

**Alpenfaltung.** Die Gebirgsbildung der Kreide- und Tertiärzeit findet ihren stärksten Ausdruck in der Erhebung der jungen Hochgebirge und besonders der Alpen, an denen die Faltungserscheinungen frischer erhalten sind und sich deshalb besser beobachten lassen als in den alten, abgetragenen Rumpfen. Auch hier wirkten, wie im Kaledonischen und Karbonischen Gebirge, die faltenden Kräfte von Süden her und bewirkten weitreichende Überschiebungen, vor allem am Nordrand. Die karbonisch gefalteten Reste im Untergrund (Montblanc, Aarmassiv) und am Außenrand (Schwarzwald, Vogesen, Böhmisches Masse) hatten gestaltenden Einfluß auf die Formen des alpinen Bogens, dessen Falten nur in ihrer östlichen Fortsetzung, im Karpathenbogen, sowohl die karbonischen Falten der Sudeten wie auch die noch ältere Russische Tafel schneiden und randlich den südlichsten Grenzwall des deutschen Bodens bilden. Verwerfungen treten zurück gegenüber den Faltungen, Schuppenbildungen und Überschiebungen, durch die die Massen der Allgäuer und Lechtaler Alpen (Abb. 38), ebenso wie das Wettersteingebirge, die Chiemgauer und Berchtesgadener Alpen auf die jüngeren Schichten der Vorberge (Flysch und Molasse) hinaufgeschoben wurden (Abb. 39). Nicht unwesentlich wurde hierdurch auch der ganze Landschaftstypus der steil aufragenden Gebirgsmauer beeinflusst.

**Rheinische Störungen.** Die Einwirkungen dieser gewaltigen Bewegungen auf das nördliche Vorland sind nur unbedeutende und lassen sich vor allem nur in Brüchen und schwachen Faltungen erkennen. Während die vortertiären Bewegungen hauptsächlich auf das saxonische Faltungsfeld beschränkt waren und zur Gestaltung der Randgebirge und Ausläufer der Böhmisches Masse beitrugen, so wurde während der Tertiärzeit (Oligozän-Pliozän), als Folgeerscheinung der Alpen- und Jurafaltung im Süden, auch das rheinische Deutschland von Störungen betroffen. Zu den bisher vor allem erwähnten Störungsrichtungen von SW-NO und SO-NW, tritt nun als dritte Richtung die der rheinischen Brüche, die von S nach N und NNW bis NNO streichen und trotz alter Anlage, ihrer Wiederbelebung nach, vielleicht etwas jünger sein dürften.

Wir kennen diese rheinische Richtung immerhin schon aus den Senkungsräumen der Perm- und Triaszeit (Abb. 8 und 9) und können andererseits feststellen, daß es sich hier um Bruchzonen handelt, die nicht nur im Rheintalgraben, sondern fast durch ganz Mitteleuropa zu verfolgen sind (Mittelmeer-Mjösenzzone — STILLE —

Abb. 26). Schon zur Rotliegendzeit sind Andeutungen nord-südlicher Richtung (Thüringerwald) vorhanden, die den Senkungsraum der Zechsteinwanne dann stark beeinflußt haben.

Schwächere rheinische Brüche (Leinetalgraben) treten auch bis an das saxonische Bruchfeld heran, doch bleiben diese N-S-Brüche in der Hauptsache eine Erscheinung des südlichen und westlichen Deutschlands, das seinerseits auch mehr als Bruch- und Schollenland (schwäbisch-fränkisch-hessisches Senkungsfeld) ausgebildet ist, während im nördlichen Deutschland, wie erwähnt, auch schwache Faltungserscheinungen festzustellen sind.

Die jungen Störungsrichtungen üben nicht nur einen Einfluß auf die Oberflächengestaltung des Landes aus, sondern auch die Erzgänge in der Tiefe und die Wege des Wassers (Quellen, Heilquellen) sind von ihnen abhängig, ebenso wie die Gestaltung des Flußnetzes an der Oberfläche. So folgt

der Rhein bis Mainz der rheinischen Richtung, im Rheingau zum Teil der erzgebirgischen und von Bingen ab der thüringischen Richtung; die Donau bis Regensburg der erzgebirgischen, von da ab der thüringischen Richtung.

Auch die tertiären Deckenergüsse jungvulkanischer Gesteine stehen zeitlich in engem Zusammenhang mit der Gebirgsbildung und vor allem diesen Störungslinien (z. B. Kaiserstuhl, Kasseler Basalte und Böhmisches Mittelgebirge). Warme Quellen sind vielfach auch an diese Linien gebunden, wie die Lage der Bäder am Schwarz-

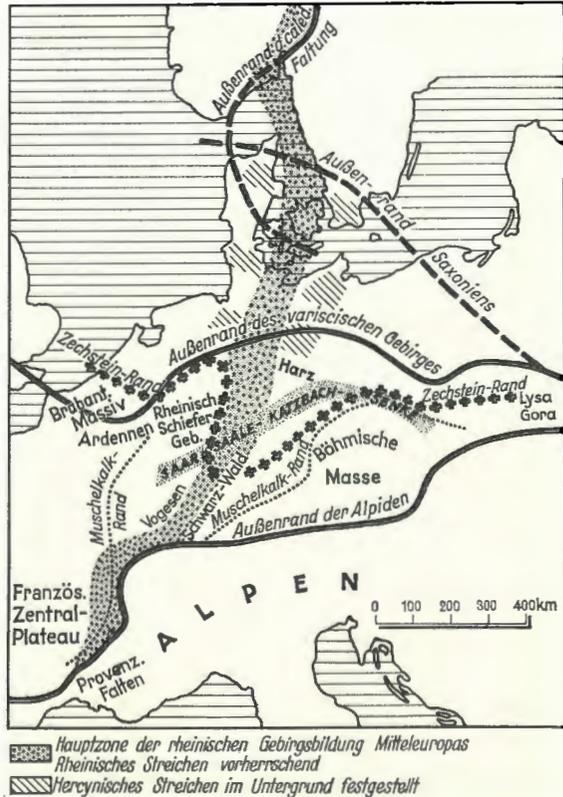


Abb. 26. Die Lage der Mittelmeer-Mjösenzone im tektonischen Bau Mitteleuropas.

Nach STILLE und SCHUH.

wald (Badenweiler, Baden-Baden) — Vogesen (Sulzmatt, Niederbronn) — und Taunus-Hunsrückrand (Kreuznach, Wiesbaden, Nauheim), und ebenso die böhmischen Bäder (Marienbad, Franzensbad, Karlsbad, Teplitz) erkennen lassen.

### 5. Erschließung des tieferen Untergrundes durch geophysikalische Untersuchungsmethoden.

Wie wir gesehen haben, sind immer nur einzelne zusammenhängende Gebirgszüge oder sogar nur Teilschollen genauer bekannt. Weite Strecken dazwischen werden von jüngeren Schichten, vor allem Tertiär und Quartär erfüllt. Was darunter liegt, kennen wir nur aus isolierten Resten und vor allem aus Bohrungen; das übrige müssen wir kombinieren, um zu einer Gesamtübersicht zu gelangen. Dadurch sind wir vermutlich noch in vielen irrigen Auffassungen befangen, die erst allmählich eine Klärung finden werden.

Nur in Gebieten, die durch den Bergbau und tiefere Wasserbohrungen aufgeschlossen sind, können wir einige Vorstellungen von der Gestaltung des tieferen Untergrundes gewinnen. Dazu gehören Feststellungen wie z. B. die, daß der Untergrund des Diluviums bei Hamburg 275 m tief liegt (Abb. 15), daß bei Nürnberg unter der Trias in 463 m Tiefe das Altpaläozoikum festgestellt und bei weiterer Bohrung von fast 1000 m noch nicht durchsunken wurde (Abb. 37), daß bei Dessau in der Tiefe Granit ansteht (Abb. 36), bei Dobrilugk Algonkium und produktives Karbon, bei Husum (Schobüll) Devon (Old Red), um nur einiges wichtigere zu nennen. Auch wenn man die Erfahrungen an den Salzhorsten (Abb. 20) und sonstigen Kalibohrungen in Nord- und Mitteldeutschland und im Rheintal (Abb. 50) und die Bohrungen des Kohlenbergbaues (Abb. 18) als aufschlußreichste hinzunimmt, ist es wenig genug, was sich über den Untergrund aussagen läßt.

In manchen Fällen können uns da geophysikalische Untersuchungsmethoden helfen, die dazu beitragen, Lücken auszufüllen und vielfach auch den Bau des tieferen Untergrundes zu erläutern. Ganz abgesehen von der Erschließung abbauwürdiger Lagerstätten (Salzstöcke, Kohle, Erdöl usw.) sind diese Methoden aber auch für die Gesamtauffassung über den Zusammenhang der Schichten und einzelner Gebirgsteile von Wichtigkeit. Deshalb bedürfen sie hier einer kurzen Erwähnung<sup>1)</sup>. Es kommen vor allem in Frage: Schwere-messungen, erdmagnetische Untersuchungen und Methoden der Erdbebenforschung.

**Schweremessungen.** Pendelbeobachtungen haben ergeben, daß die Schwere sehr verschieden auf der Erdoberfläche verteilt ist

<sup>1)</sup> Für weitere Fragen sei verwiesen auf A. SIEBERG, Geolog. Einführung in die Geophysik. Jena, G. Fischer 1927.

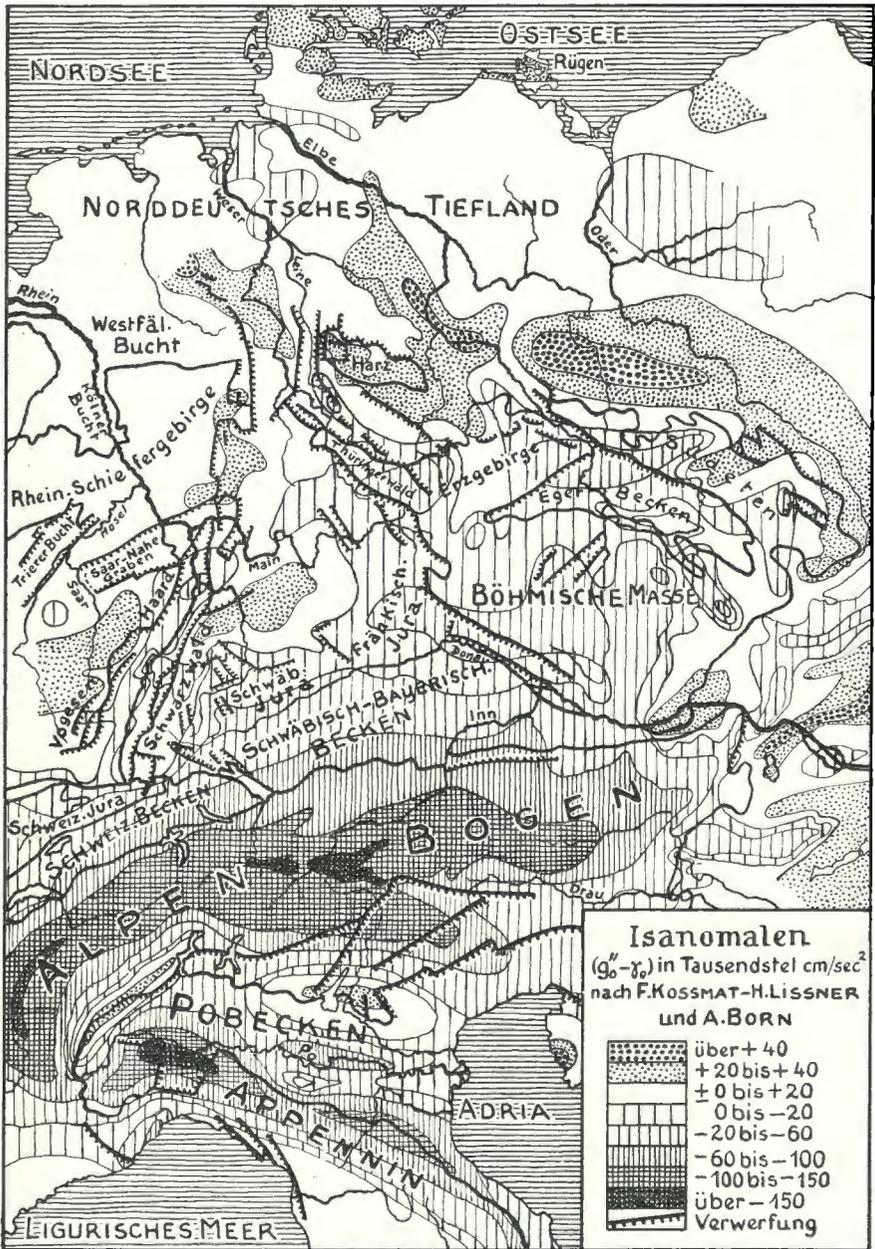


Abb. 27. Die Schwerestörungen in Mitteleuropa. Nach F. KOSMAT, H. LISSNER und A. BORN bearbeitet von H. GERLACH. Aus SIEBERG, Einf. in die Geophysik.

und daß die Festlandsmasse und besonders die Gebirge als weniger dichtgelagerte Teile der Erdrinde anzusehen sind, während die Ozeanböden die weitgehendste Verdichtung aufweisen. Erst in einer Tiefe

von ca. 120 km verschwinden diese Dichteunterschiede und die oberflächliche Massenverteilung erscheint ausgeglichen (Isostasie).

Für diese Verteilung der „Schweranomalien“ sind aber nicht Unterschiede der Kompaktheit, sondern des spezifischen Gewichtes und der Zusammensetzung der Gesteine verantwortlich. Die leichtere Oberschicht der Erde (Sial), die vor allem die Festländer und Gebirge zusammensetzt, schwimmt auf einem spezifisch schwereren Magma (Sima). Wird nun durch Gebirgsbewegung oder Hebung usw. das Erdrelief verändert und werden die oberen Teile der Erdrinde zusammengeschoben, so sinkt die aufgewulstete Masse in die magmatische Unterlage ein und zieht wohl auch einen Teil der Nachbarschaft mit in die Tiefe (Randsenken der Alpen — Abb. 38 — und Karpathen, Subvariscische Saamtiefe — Abb. 7). Dabei zeigt sich, daß die Erdrinde in einzelne Regionen zu gliedern ist, die als Ganzes wohl kompensiert erscheinen, während die Verteilung der Schwerewerte im einzelnen innerhalb dieser Gebiete schwankt und weitgehend vom Oberflächenrelief unabhängig sein kann.

Der Gewichtsausgleich wird auch nicht nur durch orogenetische, sondern auch durch vulkanische Vorgänge und ebenso durch Abtragung und Sedimentation gestört, so daß verschiedene Ursachen für Schwereanomalien gegeben sind, wie sie sich aus kartenmäßiger Zusammenstellung solcher Messungen ergeben. Eine Gesamtdarstellung zeigt Abb. 27, die aber durch manche neueren Untersuchungen (Abb. 28) schon eine wesentliche Verfeinerung erfahren hat. Diese Karte zeigt uns den Schwerezustand der einzelnen Großschollen und erlaubt es, auf die Maßenverteilung und die geologische Struktur des Untergrundes wesentliche Rückschlüsse zu ziehen.

Was Deutschland anlangt, so läßt sich auch bei der Schwereverteilung eine alpinotype und eine germanotype Form feststellen (HERRMANN). Entspricht das Bild der Schwereverteilung im allgemeinen den jungen nachvariscischen Bewegungen — also saxonischer, d. h. germanotyper Art, so ist doch am Alpenraum auch alpinotype Verteilung der Schwere auf deutschem Boden festzustellen. Das Gleiche gilt für diejenigen Gebiete, wo sich auffallende Formen der Schwerverteilung nur durch Reste variscischer Orogenese erklären lassen. Dies gilt besonders für die Dichteschwelle, die vom Kraichgau in Baden über den Taubergrund nach Thüringen zieht (Kraichgau-Saale-Senke). Die ungeheure Mannigfaltigkeit unserer Übersichtskarte (Abb. 27) ist daher durch die Übereinanderprägung dieser beiden Baupläne und ihres jeweiligen Schwereausgleiches zu erklären.

Im einzelnen können wir feststellen, daß nördlich der mit jungen Sedimenten erfüllten alpinen Randsenke, mit schwachem Defizit, Schwarzwald und Vogesen beträchtliche Überschüsse auf-

weisen, die sich besonders in der Kraichgau-Taubergrundsene bedeutend steigern und auf eine versenkte Gebirgszone (variscischer Entstehung) hindeuten. Der Rheintalgraben entspricht dagegen einer Zone des Massendefizits. Zum gleichen Typ wie die Oberrheinischen Gebirge gehört auch die Rheinische Masse, die jedoch noch nicht ausreichend untersucht ist; ebenso der Odenwald, der Harz mit seiner SO-Fortsetzung, Flechtinger Höhenzug und Fläming.

Die Gesamtscholle ist aber, wie die Karten von KOSSMAT und BORN zeigen, nicht ganz isostatisch ausgeglichen; sie liegt etwas zu hoch und hat infolgedessen das Bestreben zum Einsinken. Der größere Nordwestabschnitt tritt als Überschußgebiet hervor, während der Südosten durch einen Massendefekt charakterisiert ist. Dies kann schon mit der Alpenfaltung in Zusammenhang stehen, während die ausgeglichene Lage der Böhmisches Masse und ihrer alten Randgebirge, die fast ganz isostatisch gelagert sind oder in deren Nähe sich wenigstens negative Werte einstellen, auf alte vorvariscische, vielleicht sogar vopaläozoische Orogenese dieser Gebiete hindeutet.

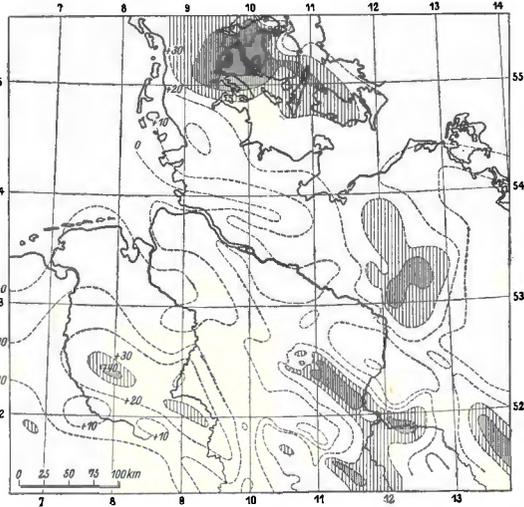


Abb. 28. Karte der BOUGUERSCHEN Schwereanomalien ( $g_0'' - \gamma_0$ ) in Norddeutschland. Nach F. KOSSMAT 1931 und MEISSER. Weitschraffiert zwischen 30—40, engschraffiert  $< 40$ , weiß  $> 30$ .

Von besonderer Wichtigkeit werden die Ergebnisse der Schwere-messung aber vor allem für die norddeutsche Flachlandsenke, für die wir nur wenige Daten über die Gestaltung des tieferen Untergrundes besitzen. Neuerdings hat diese durch eine Reihe sehr genauer Messungen eine schlaglichtartige Beleuchtung erfahren<sup>1)</sup>, die auf Abb. 28 dargestellt und auf Abb. 29 verwendet worden sind. Es zeigt sich da, daß die Horstartigen Aufragungen der tiefsten Gebirgsschichten (Harz, Flechtinger Höhenzug) stark ausgesprochene positive Schwereanomalien aufweisen, so daß wir in den anderen Gebieten mit positiven Anomalien, die jetzt von jungen Ablagerungen bedeckt sind, gleichartige Horstschollen im Untergrund annehmen dürfen.

<sup>1)</sup> KOSSMAT, Schwereanomalien und geologischer Bau des Untergrundes im Norddeutschen Flachland. Verh. Pr. Geodät. Inst., N. F., Nr. 106. Potsdam 1931, S. 90.

Fünf Horstzonen mit stark positiver Schwere treten da hervor (auf der Karte — Abb. 28 — mit dunkler Schraffur). Es sind dies der Harz (+ 57), die Pyrmonter Achse (+ 34), die Piesbergachse (+ 47) in der NW-Verlängerung der Pyrmonter Achse, die Magdeburger Achse (+ 48), die etwa dem Flechtinger Höhenzug entspricht und das Horstgebiet von Pritzwalk (+ 47), das sich bis nach Güstrow (+ 36) in Mecklenburg hinzieht. Im Norden folgt dann der Dänische Horst (+ 55), der bis nach Bornholm zu verfolgen ist und im Westen noch ein schwächerer Horst bei Winterswijk (+ 27), in dem auch Kohle erbohrt wurde.

Als Gebiete geringerer Schwere liegen dazwischen die Mulden von Münster (+ 4), der Graben des Leinetales (— 2) bei Göttingen und die Kreidenmulde des Harzvorlandes bei Blankenburg (— 2).

Auffallend ist die Zunahme der Schwerewerte gegen Norden, besonders bei den heute nicht mehr oberflächlich erkennbaren Massen. STILLE hat diese versenkten Gebiete, die nicht mehr variscischer Entstehung sein dürften, als „Peribaltikum“ bezeichnet (Abb. 29), die Schwereantiklinale aber, die sich vom Flechtinger Höhenzug bis zur Unterelbe bei Stade verfolgen läßt, als „KOSMARSche Linie“. Ihr Nordrand fällt mit dem Ohre-Katzbachabbruch (Magdeburger Uferrand) zusammen und bezeichnet die Nordgrenze des Variscicums.

Alle diese Achsen und Mulden zeigen deutlich NW—SO-Anordnung und weisen auf die Vorgänge der jungen saxonischen Tektonik, obgleich die ursprüngliche Gestaltung, wie Harz und Flechtinger Höhenzug erkennen lassen, eine andere gewesen sein muß. Man kann deshalb, neben diesen beiden noch über die Ebene aufragenden Gebirgszügen, auch den Mecklenburger Haupttrücken und ebenso die Rügener Dichteschwelle (+ 23) als parallelverlaufende Horste, von vermutlich einheitlicher Bildung und nur verschiedener Heraushebung ansehen, die aber wohl verschieden nach ihrer inneren Struktur (variscisch, kaledonisch? oder archaisch) waren. Einzelne von ihnen dürften wohl auch zur Kreidezeit (Gerölle im Gault von Lüneburg), vielleicht sogar noch im Diluvium (Würmvereisung) als Höhen aufgeragt haben.

**Erdmagnetische Untersuchungen.** Das gravimetrische Bild wird in hervorragender Weise durch erdmagnetische Messungen ergänzt, die zum Teil überraschende Übereinstimmung mit diesen zeigen. Solche Untersuchungen liegen bisher aus Norddeutschland (auf Abb. 29 verwertet) und einer Reihe anderer Gebiete, z. B. Sachsen, Thüringen, Bayern und aus dem Oberrheintalgebiet vor.

Negativ magnetisch gestört sind die karbonischen Muldengebiete am Außenrand des variscischen Gebirges (subvariscische Saumtiefe — Abb. 7), z. B. Mulde vor Namur und Dinant, Campine (Abb. 18). Positive magnetische Störungen zeigen Brabanter Horst und Ardennen (Abb. 47). In Norddeutschland sind eine Anzahl von Schwellen mit positiven Anomalien der Vertikalintensität nach-

gewiesen, die zum Teil Ausmaße erreichen, wie sie nur in kristallinen Massengesteinen vorkommen. Dazu gehören die Massive von Sylt, Husum, Kiel und der Priegnitz (Abb. 29). Ihre Anordnung ist NW—SO und verläuft parallel zur TORNGUISTschen Linie (Abb. 24) und fällt zusammen mit Gebieten positiver Schwereanomalien, so daß man an eine alte, versunkene Randschwelle von Fennoskandia denken kann, da solche kristallinen Gesteine in der variscischen Außenzone sonst nicht vorkommen.

Im Oberrheintalgebiet zeigen magnetische wie gravimetrische Messungen (JUNG) gleichfalls starke Übereinstimmung. Die Donaulinie wird von einer regionalen, magnetischen Anomalie von Ulm bis

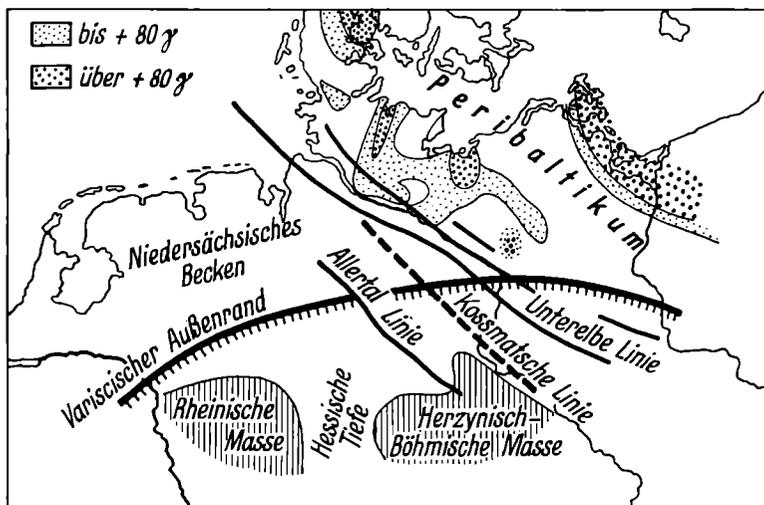


Abb. 29. Die tektonischen Verhältnisse in der Umrandung des niedersächsischen Beckens nach STILLE und die positiven Anomalien der magnetischen Verikalintensität im Peribaltikum. Nach REICH und SCHUH.

Regensburg begleitet. Im übrigen Bayern nördlich der Donau versucht man, die Lage des kristallinen Untergrundes auf erdmagnetischem Wege festzustellen und hat beim Ries eine Tiefe von 450 bis 500 m errechnet, während er weiter nach Norden bis zu 1000 m und tiefer sinkt (in der Poppenreuther Bohrung bei Nürnberg war Paläozoikum bei 1453 m noch nicht durchsunken).

**Seismische Untersuchungen** über Verbreitung und Häufigkeit der Erdbeben geben gleichfalls Aufschluß über wichtige Gebiete des Untergrundes. Es hat sich nämlich gezeigt, daß tektonische Beben, um die es sich vor allem handelt, besonders häufig dort auftreten, wo die Erdkruste so weit beweglich ist, daß die Vorgänge der Gebirgsbewegung noch gegenwärtig andauern können, während jene Gegenden erdbebenfrei oder -arm sind, in denen die Gebirgsbildung erloschen ist und die Erdrinde keinen Spannungen mehr ausgesetzt und

ausgeglichen ist. Vor allem sind es aber die Störungszonen und Störungskreuzungen, besonders zwischen rheinischen und thüringischen Linien, die hier hervortreten (z. B. Groß Gerau bei Mainz, Aachen, Oberrheintalgraben, Hohenzollerngraben, Vogtland usw.). Transversale Verschiebungslinien scheinen dabei eine wichtige Rolle zu spielen. Unter diesen wiederum die thüringischen (hercynischen), die auch auf den Erdbebenkarten besonders deutlich hervortreten. In ihrer SO-Fortsetzung weisen sie nach dem Balkangebiet und dem östlichen Mittelmeer, wo die stärksten Störungsgebiete Europas auf ähnlich gerichteten Linien angeordnet sind.

Bei den Seismischen Erschütterungen werden aber auch die Nachbargebiete in Mitleidenschaft gezogen, und zwar verschieden stark, je nach der Art des Gesteines. Die Isoleisten des süddeutschen Bebens vom 16. Nov. 1911 gaben dadurch ein aufschlußreiches Bild über die Schichtverteilung SW-Deutschlands und hoben auch einige Verwerfungen in ihrer regionalen Bedeutung (Bonndorfer Graben — Abb. 51) besonders hervor. Das Murgtalbeben vom 8. Febr. 1933 unterstrich besonders die Bedeutung von Kreuzungsstellen Schwarzwälder und rheinischer Störungen. Man könnte deshalb die Erdbebenererschütterungen auch als natürliche Experimente im großen werten, die uns Aufschluß über die Zusammensetzung des Untergrundes, freilich vor allem der Schollentektonik, vermitteln.

Unter besonders günstigen Umständen sind aber auch die seismischen Verfahren, die solche Erschütterungen künstlich hervorrufen von Wichtigkeit, da sie uns Anhaltspunkte über die Tiefenlage der festen Grundgebirgsschichten unter dem Deckgebirge vermitteln. So wurde z. B. durch solche Verfahren bestätigt, daß das limnische Karbon, das man in 110—170 m Tiefe bei Dobrilugk erbohrte, diskordant auf Altpaläozoikum liegt. Ebenso konnte festgestellt werden, daß die paläozoischen Sedimente (Oldred) im Husumer Massiv in 600 m Tiefe, im Pritzwalker Massiv aber bei 800 m Tiefe beginnen.

**Neuzeitliche Niveauveränderungen** haben bei manchen dieser Veränderungen des Untergrundes eine Rolle gespielt; besonders seismische Störungen sind oft mit meßbaren Veränderungen und Verschiebungen verbunden. Auch für die magnetisch und gravimetrisch festgestellten Anomalien kann angenommen werden, daß manche erst auf Veränderungen der jüngsten geologischen Epochen beruhen. Wissen wir doch, daß auch die Gebirge in heutiger Form jung sind und der Harz z. B. erst während der zweiten oder vorletzten Interglazialzeit seine Haupterhebung und Gestaltung erhielt und vielleicht manche der anderen Mittelgebirge ebenfalls erst in junger Zeit emporgehoben wurden; ob dieser Prozeß schon abgeschlossen ist oder nicht noch weiter geht, wie dies von Salzhorsten vermutet wird, steht auch noch nicht fest. Demnach liegt die Vermutung nahe, daß auch

ein Zusammenhang zwischen den Schwereanomalien und den jüngsten Bewegungen Norddeutschlands besteht, da z. B. die Gebiete größter Tertiärmächtigkeit mit solchen zusammenfallen, wo zwischen zwei, durch positive Schwerestörungen bezeichneten, Horsten Depressionsgebiete hindurchziehen. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Senkungen des norddeutschen Gebietes um ähnliche Erscheinungen, wie wir sie von den Randsenken der Kettengebirge (Alpen) kennen, wo der Saum passiv mit in die Tiefe hinabgezogen wurde.

Diese Annahme jugendlicher Bewegungen ist um so wahrscheinlicher, als wir doch jetzt schon eine ganze Reihe von Bodenveränderungen kennen, die durch Feinnivellements aus allerjüngster, historischer Zeit nachgewiesen werden konnten. Bekannt sind die Veränderungen der Ostseeküsten, die sich nicht nur in der postglazialzeit (Abb. 61) abspielten, sondern heute noch andauern. An der Nordseeküste wurde festgestellt, daß das Gebiet nördlich der Elbe heute in Hebung, das links der Elbe in Senkung begriffen ist. Hier handelt es sich im Höchsthfall um Bewegungen von 10—20 cm im Jahrhundert.

Schwieriger sind solche Niveauveränderungen auf dem festen Lande festzustellen, da die Bezugsbasis des Meeresspiegels fehlt. Aus nachdiluvialer Zeit weiß man, daß nach der Lage der Unstrutschotter die Finne (Abb. 38) sich 60—90 m gehoben haben muß. Heute noch andauernde Bewegungen<sup>1)</sup> sind vor allem im Rheinland, dem Oberrheingebiet und Oberbayern gemessen worden. Die Feststellungen von M. SCHMIDT über die Veränderungen der Dreieckspunkte in Oberbayern ergaben, daß sich das Gebiet des Wendelsteins im Jahrhundert um 25 cm gegen NW bewegt und daß die Salzburger und Chiemgauer Alpen in dem gleichen Zeitraum eine Senkung von einem ähnlichen Betrag erleiden. Wichtiger sind Messungen an Ingenieurbauten des Oberrheins<sup>2)</sup>, die zeigen, welche allgemeine Bedeutung solche allmählichen Bewegungen des Bodens besitzen, die sich an bestimmten geologisch durch den Schichtenbau und tektonische Linien vorgezeichneten Punkten regelmäßig wiederholen. Diese jüngsten Veränderungen des Oberflächenbildes Deutschlands sind bisher in ihrer praktischen und wirtschaftlichen Bedeutung noch viel zu wenig erkannt worden und fordern, daß man ihnen in Zukunft weit mehr Beachtung schenkt.

<sup>1)</sup> WEISSNER, Nachweis der jüngsten tektonischen Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen. 1929.

<sup>2)</sup> WILSER, Heutige Bewegungen der Erdkruste, erkennbar an Ingenieurbauten im Oberrheintalgebiet. Stuttgart 1929.

## IV. Der geologische Aufbau Deutschlands.

### 1. Die Böhmisches Masse und ihre Randgebirge.

Zu den ältesten Teilen Mitteleuropas kann man die Böhmisches Masse und einen Teil ihrer Randgebirge rechnen. Neben kristallinen Schiefen und gewaltigen Stöcken alter Tiefengesteine sind auch Gesteine sicher algonkischen Alters vorhanden. Seit dem Karbon hat nur noch randliche Überflutung (z. B. Kreidetransgression) stattgefunden, es ist aber niemals mehr zu einer zusammenhängenden Meeresbedeckung gekommen. Die tektonische Gestaltung geht vielfach noch auf algonkische Zeit zurück, während die kaledonische und variscische Orogenese in ihr teilweise einen Widerstand fand und ihr auswich. Die heutige Umgrenzung ist dagegen auf jüngere Bewegungen (Mesozoikum-Tertiär) zurückzuführen.

Ganz verschieden voneinander ist die Geschichte des eigentlichen böhmischen Kerns, zu dem neben Böhmer- und Bayerischem Wald, Österreichischem Waldviertel auch das Eisengebirge, das böhmisch-mährische Hügelland und das Altpaläozoikum von Prag-Pilsen (Barrandien) gehören, von dem Kranz der jüngeren Randgebirge zwischen Thüringen, Fichtelgebirge und den Sudeten. Deutlich spiegeln dies die jüngeren Einsenkungen in Nord- und Ostböhmen und die internen Senken und Sedimentationszonen (erzgebirgisches Becken, innersudetische Mulde) wieder. Die Mulde des Barrandien (Algonkium—Devon) stellt ebenfalls eine solche — freilich ältere — Einsenkung dar, die dem Sockel des Moldanubikums mit seiner wahrscheinlich schon voralgonkischen Metamorphose eingelagert ist. Auch die Intrusionen der älteren Batholithe stehen mit dieser Umwandlung in Zusammenhang.

**Bayrisch-Böhmisches Grenzgebirge** (Abb. 30). Innerhalb der Grenzen Deutschlands spielen lediglich die kristallinen Massen des Böhmer Waldes, als Teile des böhmischen Kerns, eine Rolle. Nach N und NO legen sich jüngere, kristalline Gebirgsteile mit anderem Streichen an sie an, die auch besser erforscht sind als die immer noch wenig bekannten Grenzgebirge. Doch scheint dieses Abbiegen schon in den nördlichen Teilen des Böhmer Waldes und der Tepler Platte als alte Anlage angedeutet zu sein. Die Gesteine (vor allem der Katazone angehörend) zeigen Gneise (Graphitgneise), Granulite, Eklogite und Granite, die wohl größeren Tiefen angehören, während

Glimmerschiefer und Phyllite zurücktreten. Das Alter der Granitintrusionen steht nicht überall sicher fest, doch ist es auffallend, daß mancherorts der Gneis die Granite nicht ummantelt, sondern unter sie einfällt, was auf die Unterseite von Lakkolithen und außerordentlich tief abgetragene Teile der Erdkruste hindeuten würde. Im Passauer Wald (CLOOS) scheint es sich um gewaltige, aber flachgewölbte Lagergänge intrusiver Gesteine zu handeln, die an alten Störungszonen gefördert wurden (Abb. 6).

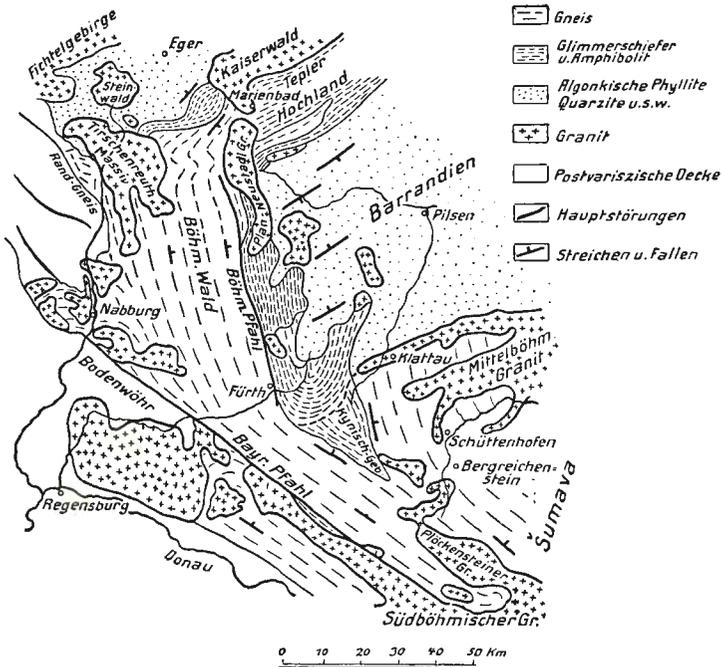


Abb. 30. Kartenskizze der bayerisch-böhmischen Grenzgebirge (Bayerischer Wald, Böhmerwald und Oberpfälzer Wald).

Aus v. BUBNOFF, Geol. von Europa II, 1. Verl. Gebr. Bornträger.

GÜMBEL unterschied früher neben den „herzynischen“ Gneisen, in typischer moldanubischer Vergesellschaftung mit Biotit-Cordieritgneisen, andalusitreichen Schuppengneisen, Mischgneisen, Paragneisen mit Kalk- und Graphitlagern und alten basischen Eruptivgesteinen und Serpentin, die „bojischen Gneise“. Diese stellen ein „buntes“ Gemisch von Orthogneisen (Biotitgneisen) mit Graniten dar, die keine Einlagerungen zeigen und daher vielleicht eine geringere Tiefenstufe und jüngere (algonkische) Bildungen vertreten. Da sie scheinbar im Liegenden der Katagesteine auftreten, könnte es sich um Schuppungsvorgänge handeln; doch ist ihre Stellung noch nicht geklärt.

Das ganze, teilweise steil auferichte Gebiet zeigt in der Hauptsache nach NO einfallende Schollen, die unter die zentralböhmisches Massen (Sumava, Kynisches Gebirge) einfallen. Wir dürfen in ihnen die ältesten Teile des deutschen Gebirgslandes sehen.

Auch die Tertiärfaltung hat an den alten Gebirgskernen ihre Spuren hinterlassen, wie die tief in den Gebirgskörper eindringenden Brüche erkennen lassen. Das zerhackte Aussehen des Westabbruches gegen das fränkische Stufenland ist auf solche Verwerfungen thüringischer Richtung zurückzuführen. Besonders tief sind zwei Störungslinien auch im Landschaftsbild ausgeprägt, die durch die sekundär mit schwer verwitterndem Gangquarz ausgefüllten Bruchspalten leicht zu erkennen sind.

Es sind dies der bayerische und der böhmische Pfahl, die als mächtige „Quarzirriffe“ (120 m breit) auch morphologisch weithin zu verfolgen sind. Beiderseits wird der zertrümmerte Quarz von stark mylonitisierten Pfahlschiefern und durch Gebirgsdruck umgewandelten Gneisen (Hällefintgneisen) und Graniten begleitet. Die Pfahlschiefer sind durch ältere Überschiebungsvorgänge zu erklären; die Granite deuten darauf hin, daß diese Störungen gleichzeitig Förderzonen für das Magma (Abb. 6) waren. Der bayerische Pfahl läßt sich von Schwarzenfels bei Schwandorf geradlinig über die Höhen und Täler des Bayerischen Waldes 140 km weit in SO-Richtung verfolgen und findet am Fuß des Blöckensteingebirges sein Ende. Der böhmische Pfahl ist dagegen nach NNW abgelenkt und läßt sich von Furth in Bayern 65 km weit bis in die Gegend von Marienbad verfolgen. Obwohl die Spalten des bayerischen Pfahls in gleicher Richtung bis ins Mesozoikum von Amberg im Vorland zu verfolgen sind, gehören sie doch wohl schon einer viel älteren Bewegungsperiode an und sind lediglich in jüngerer Zeit wieder aufgerissen worden.

An ihrem SW-Rand scheint, ähnlich wie im SO (Brünner Überschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum) die Böhmisches Masse gegen das Vorland überschoben zu sein (Straubing). Im übrigen wird der Westabbruch durch eine vielgestaltige Bruchzone gebildet, die sich, in ständiger Staffelung, nach NW in die scharf ausgeprägten Randbrüche des Frankenwaldes und Thüringer Waldes fortsetzt.

Fichtelgebirge und Frankenwald. Bei den Randgebirgen der Böhmisches Masse haben wir zwei Teile zu unterscheiden: den sächsisch-thüringischen, der im Fichtelgebirge ein Abbiegen in die NO-Richtung, im Elbtalschiefergebirge aber ein Umbiegen des erzgebirgischen SW-NO-Streichens in die sudetische Richtung zeigt und den sudetischen Teil mit NW-SO-Streichen, der im östlichen Abschnitt jenseits des Eulenblockes eine Virgation der Falten gegen Osten und abermals ein Abbiegen in die mährische (NNO—SSW) Richtung erkennen läßt.

**Das Fichtelgebirge**, als westlicher Eckpfeiler dieser Umrandung, vereinigt nach Unterbau und Streichrichtung noch böhmische (thüringische Richtung) und erzgebirgische Elemente in augenfälliger Weise. Man hat deshalb auch von einer Kreuzung und Überschneidung der

Richtungen und einem „tektonischen Mittelpunkt“ Deutschlands gesprochen. Mit dem Erzgebirge hat das Fichtelgebirge in der Hauptsache die Streichrichtung und auch die Ausbildung der Gesteine gemeinsam, unter denen kristalline Schiefer der oberen Umwandlungsstufen (Glimmerschiefer-Phyllitserie) und Granite die Hauptrollen spielen. Nur ein Teil der südlichen, an den Oberpfälzer Wald anschließenden Höhen zeigt Anklänge an dieses ältere, fast nur aus kristallinen Schiefen zusammengesetzte Gebirge.

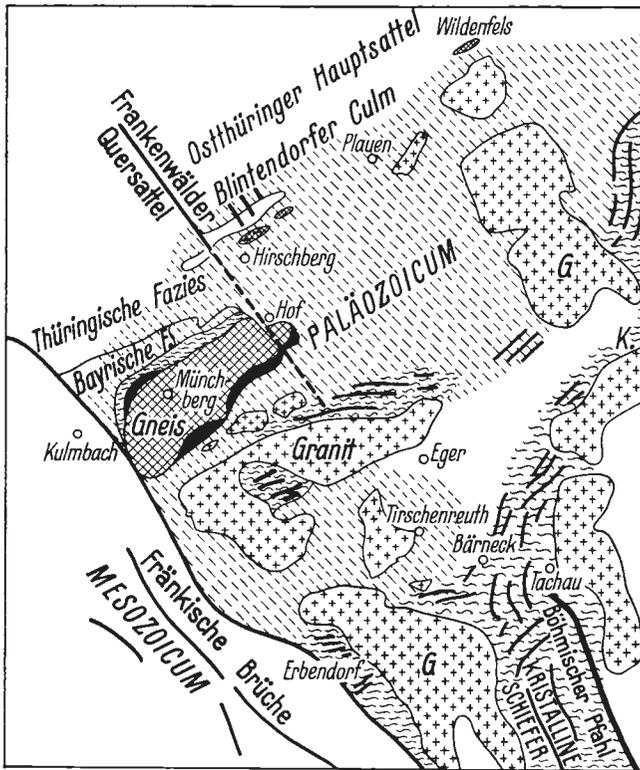


Abb. 31. Die tektonischen Beziehungen zwischen Frankenwald, Fichtelgebirge und Münchberger Gneissplatte. Schwarz = Chloritschiefer und Serpentin.

Gegenüber dem Erzgebirge treten die Granite hier mehr in den Vordergrund und setzen die höchsten Teile des Gebirges zusammen, indem sie die flachgelagerten Kuppeln der alten Schiefer durchbrechen und trennen. Sie treten in großen, zentralen Massen und kleineren Stöcken in der nordwestlichen Phyllitzone (Kontakt von Gefrees) auf, von denen Kösseine und Ochsenkopf in thüringischer Richtung, dagegen Waldsteinkornberg in erzgebirgischer Richtung gruppiert sind (Abb. 31). Früher bildeten sie aber wahrscheinlich eine einheitliche Granitmasse, die vom Ochsenkopf bis zum Kapellenberg bei Asch reichte und vielleicht sogar noch in der Tiefe mit dem Granit von Eibenstock im Erzgebirge in Zusammenhang stand. Kuppelförmig überragen die Granitberge in breitgewölbten Domen die leichter zerstörbare Gneis- und Schieferhülle, in der sich, neben unbestimmten Paragesteinen, kambrische und sogar algon-

kische Anteile finden. Dadurch unterscheidet sich die Landschaft wesentlich von dem Gebiet des Frankenwaldes und des Ostthüringischen Schiefergebirges, wo granitische Kerne fast ganz (Henneberg) fehlen oder in der Tiefe stecken geblieben (und nur durch ihre Kontaktwirkung erkennbar) sind.

Die Kontaktwirkung der Granite auf die umgebenden Gesteine, besonders der paläozoischen Schieferhülle, ist recht gut bei Wunsiedel und bei Gefrees zu beobachten. Den Phylliten sind Marmor-  
kalke (Wunsiedel) eingelagert, die wegen ihres Reichtums an Kontaktmineralien berühmt sind. Auch die Blockverwitterung des Granites ist im Fichtelgebirge (Luisenburg bei Alexandersbad) besonders gut entwickelt.

Nach Westen findet das Fichtelgebirge, ebenso wie die nur durch diesen Abbruch charakterisierten Höhen des sogenannten Frankenwaldes ihr Ende an den fränkischen Bruchlinien, an denen das alte Gebirge in jüngster Zeit heraufgepreßt wurde. Unter dem Begriff des „Frankenwaldes“ faßt man sowohl das Gebiet der Münchberger Gneisplatte wie SW-Ausläufer des Ostthüringischen Schiefergebirges (südlich des Frankenwälder Quersattels) zusammen. Er wird daher in Zusammenhang mit diesem seine Darstellung finden. Stratigraphisch sei nur das Mittelkambrium von Preßbeck bei Kulmbach (WURM), das auf die thüringische Schichtenfolge überschoben wurde und das Tremadoc der Umgegend von Hof (Leimitschiefer) erwähnt, die in ihren reichen Trilobitenfaunen, nächst dem Unterkambrium von Görlitz, die ältesten organischen Reste Deutschlands enthalten.

**Münchberger Gneisplatte** (Abb. 21 und 31). Durch einen Streifen paläozoischer Schichten getrennt, schließt sich nach NW an das Fichtelgebirge das einförmige Plateau der Münchberger Gneisplatte an. Sie verdankt nach der einen Auffassung dem aufsteigenden Granitmagma, das durch Einschmelzen der Schieferhülle ein Mischgestein (granitreichen Biotitgneis) bildete, ihre Entstehung oder entstand zum mindesten durch Aufpressung aus dem Untergrund und Verschuppung aus einem Faltengraben nach NW und SO. Da aber der Tiefencharakter der Metamorphose (Katagesteine, besonders Hornblendegneis, Granulitgneis und Eklogit) auf das südlich gelegene moldanubische Gebiet hinweist, wo bei Erbdorf ähnliche Gesteine anzutreffen sind, und der Gneis nach NW und SO über die paläozoischen Schiefer hinübergereißt wurde, hat man die Lagerung auch als Überschiebungsscholle des Moldanubikums auf das Vorland gedeutet (Abb. 21). Scheinbar liegen hier Kulm, Devon, Silur und Kambrium, in widersinniger Lagerung, gegen das Gneisgebiet einfallend, unter dem Gneis, der sowohl im NW wie SO an vielen Stellen auch auf Chloritschiefer und Serpentin überschoben ist. Diese lokalen Randüberschiebungen sind nicht zu leugnen. In welchem Umfange

aber ein moldanubischer Decken- und Überschiebungsbau vorliegt (s. S. 61), scheint heute wieder umstritten zu sein.

**Erzgebirge.** Zu den randlichen Ausbildungen Böhmens gehören nicht nur die morphologisch als Erzgebirge bezeichneten, flach nach Norden sich abdachenden, im Süden aber am Egerbruch herausgehobenen Gebiete, sondern auch die nach Norden anschließenden Faltenzüge, die sich von Thüringen nach Sachsen verfolgen lassen. Sollen auch die thüringer Gebirge, wegen ihrer späteren Umgestaltung, erst im folgenden Abschnitt behandelt werden, so ist hier doch wichtig, die Hauptelemente anzuführen, die sich an Fichtelgebirge und Frankenwald nördlich anschließen (Abb. 32). Es sind dies die Vogtländer Mulde mit der Münchberger Gneismasse, der Ostthüringer Hauptsattel (Zeulenrodaer S.), die Ziegenrücker Mulde und der Schwarzbürger Sattel. In Thüringen sind diese Elemente des Baues durch die nachträgliche Herauspressung und durch die tief eingeschnittenen Täler leicht erkennbar. In Sachsen sind sie im mittleren und nördlichen Teil vielfach durch jüngere Schichtelemente verdeckt und ragen nur an einzelnen Kulminationen besonders auf oder sind durch die Flußtäler angeschnitten. Sie lassen sich aber alle vom westlichen Abbruch des Thüringer- und Frankenwaldes nach NO weiterverfolgen, wobei festzustellen ist, daß die nördlichen Züge eine weit geringere Metamorphose aufweisen wie die südlicheren. Es ist auch zu erkennen, daß sie ihre Fortsetzung in der Zwickau-Chemnitzer Mulde und im Zwischengebirge von Frankenberg und Hainichen, der Granulitkuppel und ihren Randgesteinen und schließlich in der Gneis- und Granitkuppel bei Strehla finden. Die Faltenachsen, die nach Nordosten zu konvergieren, um dann an der Elbe gegen SO abzuschwenken, zeigen auch ein deutliches Ansteigen gegen Nordosten, so daß dort die tiefsten, metamorphen Faltenkerne (Erzgebirge, Granulitgebirge, Strehlaer Gebirge) auftauchen. Diese drei Faltenkulminationen gliedern auch den Bau Sachsens und des Erzgebirges mit seinen nördlichen Parallelzügen. Wir haben demnach, neben dem Erzgebirge im eigentlichen Sinne, nach Norden folgend das Granulitgebirge und das Strehlaer Gebirge zu unterscheiden, im Osten aber das Elbtalschiefergebirge und die Lausitzer Granitmasse.

**Schichtenfolge.** Das Erzgebirge gehört durch seinen alten Erzbergbau und die seit mehr als drei Jahrzehnten vollständig durchgeführte geologische Kartenaufnahme zu den am besten erforschten Mittelgebirgen. In seiner Hauptmasse besteht es aus kristallinen Schiefen, die als syntektonisch (d. h. gleichzeitig mit der variscischen Orogenese metamorphosiert) gedeutet werden und in die zahlreiche Granitintrusionen eindringen, den Schiefermantel durch-

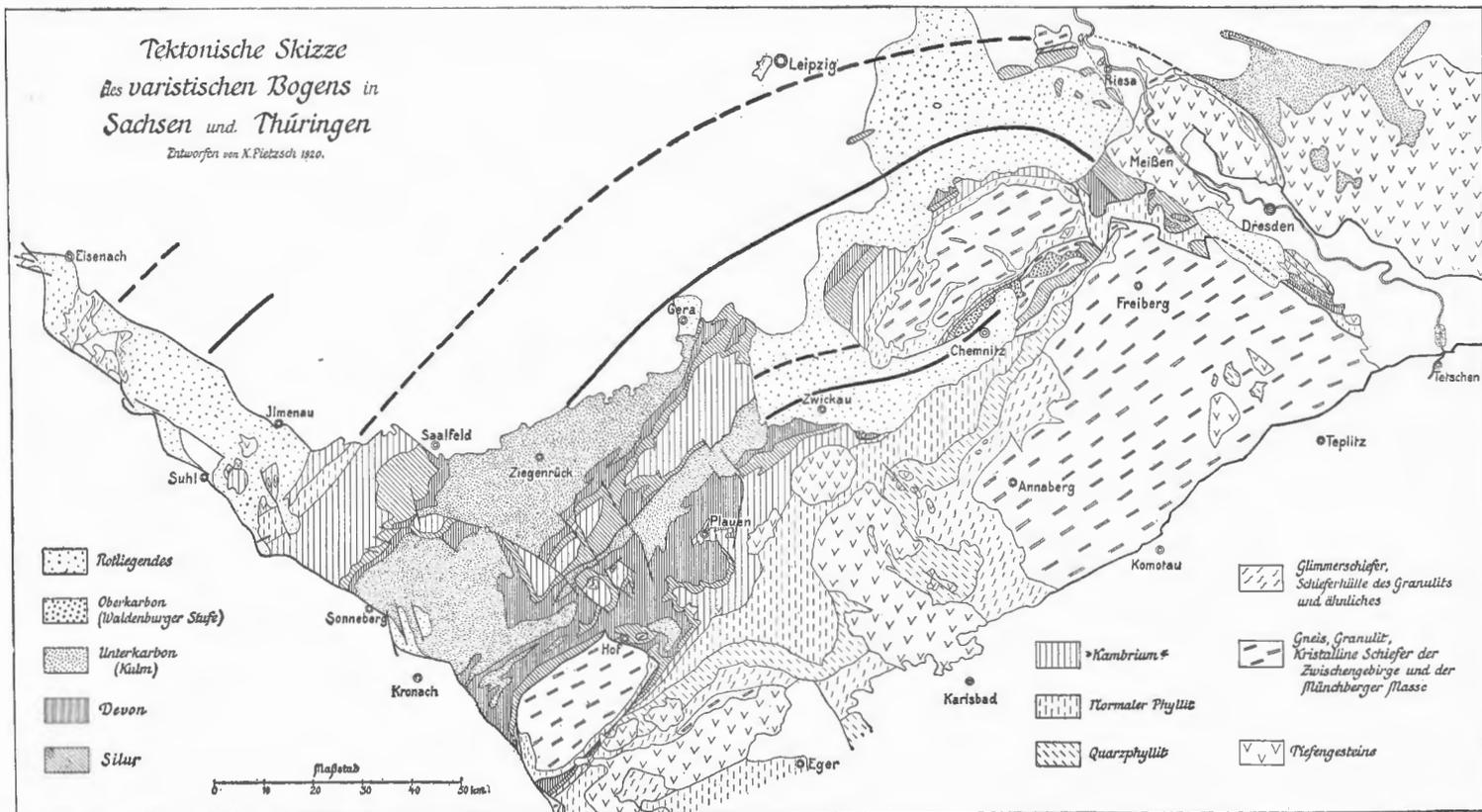


Abb. 32. Übersichtskarte von Sachsen und Thüringen. Aus v. BUBNOFF, Geol. von Europa, II, 1. Verl. Gebr. Bornträger.

schmolzen und in den Hüllgesteinen deutlich erhaltene Kontakthöfe erzeugten.

Gneise, Glimmerschiefer und ihrem Alter nach nicht überall bestimmbare phyllitische Schiefer herrschen unter den kristallinen Schieferen vor. Nur im Norden und Westen (Vogtland) sind ältere, fossilführende paläozoische Schichten vorhanden, die mit den gleichartigen Bildungen Ostthüringens in Zusammenhang stehen. Vereinzelt finden sich in jüngeren Mulden Ablagerungen der nachvariscischen Zeit, zum Teil auch in randlichen Transgressionsbildungen (Zechstein, Oberkreide).

Neben einem sehr einförmig ausgebildeten grauen Gneis (Freiberg) unterscheidet man einen Biotitgneis und einen oberen roten Gneis, der durch die Einlagerung zum Teil umgewandelter Massengesteine (Amphibolit, Gabbro, Serpentin, Eklogit usw.) größere Mannigfaltigkeit zeigt. Nach Scheumann haben wir in dem roten Gneis einen dynamometamorph (variscisch) vergneisten apotektonischen Granit eines älteren Magmazykus mit vergneistem Hornfelskontakt zu sehen. Daneben weisen Quarzitschiefer, Kalke und Dolomit sowie umgewandelte Grauwacken und Geröllschichten (Geröllgneis von Obermitweida) auf veränderte Sedimente. Den gleichen, sedimentären Ursprung zeigen auch die sehr feinkörnigen graphitführenden dichten Gneise. Die meist hellen (Muskowit) Glimmerschiefer, die auch reich an Granaten sind, zeigen allmählichen Übergang zu den Phylliten. Auch

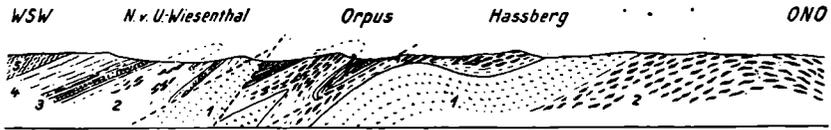


Abb. 33. Profil durch die Katharinenberger Kuppel (Überschiebung der Haßberggneise) gegen das Phyllitgebiet von Unterwiesenthal im Erzgebirge. Nach KOSSMAT. 1 Grauer Gneis; 2 roter Gneis; 3 Gneisschiefergruppe; 4 Glimmerschiefer; 5 Phyllit- und Tonschiefer.

morphologisch unterscheiden sie sich von den Gneisen, da sie vielfach schwerer verwittern. Die Phyllitzone des Erz- und Fichtelgebirges geht gegen NW zu in weniger umgewandelte Schiefer und schließlich in fossilführendes Silur und Devon über.

Äußerlich zeigt der Bau des Erzgebirges variscische Streichrichtung, die besonders durch den sehr viel jüngeren Abbruch des Gebirges gegen Böhmen und das Egertal angedeutet erscheint. Innerlich ist der Bau aber durch die auffallend einfache, kuppelförmige Lagerung der Gneise vorgezeichnet, in deren Mitte die grauen Gneise auftreten, während die roten Gneise die Flanken bilden.

Der westliche Teil des Erzgebirges ist hauptsächlich aus Glimmerschiefer und Phyllit zusammengesetzt, dagegen besteht das Gebiet östlich der Linie Joachimstal-Annaberg aus solchen Gneiskuppeln, unter denen vor allem die von Freiberg, Sayda, Marienberg und Katharinenberg zu nennen sind. Neuerdings erkannte man besonders in den westlichen dieser Aufwölbungen nach N und NW gerichtete Gleit- und Überschiebungsbewegungen (Haßberggneise — Abb. 33), die sich in der Tiefe des konkaven Teiles der variscischen Faltungszone vollzogen und durch die die einzelnen Gneislinsen nordwärts geschleppt und verschoben wurden. Auch Querfaltungen war

das Gneisgebiet ausgesetzt, als das Erzgebirge in die variscisch-sudetische Wendung einbezogen wurde.

Nur die Granite, einige Quarzporphyre und Basalte (z. B. Scheibenberg b. Annaberg) unterbrechen den sonst sehr einheitlichen Bau dieser Gneisgebiete (Abb. 34). Die dreieckig begrenzte Scholle von Altenberg-Moldau-Dippoldiswalde im östlichen Erzgebirge (Altenberger Scholle), deren Randbrüche von mächtigen Granitporphyrgängen bezeichnet werden, stellt eine jüngere, wohl permische Ein-senkung dar. Die hier auftretenden Zinnerzlagertstätten von Zinnwald und Altenberg stehen mit gleichfalls permischen Graniten in Zusammenhang.

Im Westen reicht, jenseits einer schmalen Glimmerschieferzone, das ausgedehnte, aber scheinbar einfach gebaute Phyllitgebiet von Neudeck bis ins Vogtland hinüber. Durchbrochen werden diese Gesteine vor allem von den schon erwähnten Granitmassen (Eibenstock, Kirchberg, Oberlauterbach) mit ihren prachtvollen Kontakthöfen, die in der Tiefe vielleicht einer zusammenhängenden größeren Granitmasse entstammen. NW von Freiberg treffen wir Phyllite und ober-silurische Schichten, denen diskordant unterkarbonische Grauwacken mit Landpflanzen aufgelagert sind.

In dem nördlich des Erzgebirges gelegenen Senkungsfeld (Abb. 34) zwischen Chemnitz (unteres Oberkarbon = Waldenburger Schichten), Zwickau und Ölsnitz-Lugau (Saarbrückener Schichten) erscheinen dann die ältesten Schichten der nachvariscischen Zeit, die flachgelagert oder nur wenig eingemuldet sind, in der Gestalt von flözführendem (limnischem) Oberkarbon und Perm, die einem regen Bergbau die Grundlage bieten. Der Schutt häufte sich bei Abtragung des variscischen Gebirges in diesen Gebieten zu besonderer Mächtigkeit an. Trotzdem dauerte auch während der permischen Zeit die Senkung und Kohlenbildung, untermischt mit Tuffbildungen und Porphyregüssen, sowohl in diesem Gebiet (Chemnitz) wie in dem an Amphibien (Stegoccephalen) und kleinen Reptilien so reichen Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden (Döhlener Becken) an und führte zur Bildung verhältnismäßig mächtiger Kohlenflöze.

Während des Mesozoikums blieb das erzgebirgische Gebiet vom Meere unbedeckt, da das Zechsteinmeer bis Crimmitschau, der Muschelkalk ebenfalls von Westen nur bis Greiz und der Jura von Süden her bis in die Gegend von Pirna vordrang. Erst während der Oberkreide (Cenoman) drang die von Böhmen sich ausbreitende Meeresflut auch in den Elbtalgraben ein und überdeckte die Ausläufer des Erzgebirges und der Lausitzer Platte, während die Höhen des Erzgebirges als flache Kuppen aus dem Meere aufragten.

Nach Abschluß der Kreidezeit begannen neue Bewegungen. Die Elbtalrinne sank unter dem Druck der Lausitzer Platte, die über

den turonen Sandstein geschoben wurde. Die gefaltete Masse des Erzgebirges aber begann über das sinkende nordböhmisches Tiefland emporzusteigen. Die von Eger nach Bodenbach ziehende Abbruchzone verursachte so den, für die jetzige Landschaft so bezeichnenden, Steilabfall des Gebirges nach dem Egerländer Graben. Parallele Sprünge waren Förderwege für jung-vulkanische Basalte (Geising b. Altenberg, Pöhlberg und Scheibenberg b. Annaberg, Böhmisches Mittelgebirge usw.) und warme Quellen (Böhmisches Bäderlinie). In ihrer Fortsetzung durchsetzten zahlreiche Basalt- und Phonolith-Schloten des nordwestböhmisches Eruptivgebietes das Elbsandsteingebirge und die Lausitz (Oybin, Lausche, Hochwald).

Der Nordabfall des Erzgebirges zeigt dagegen, flach abgedacht, noch einen Teil der alten Landoberfläche, an deren Rand zur Tertiärzeit sich die weite Sumpflandschaft hinzog, in der zwischen Leipzig—Weißenfels—Altenburg die Braunkohlen (Eozän — Miozän)

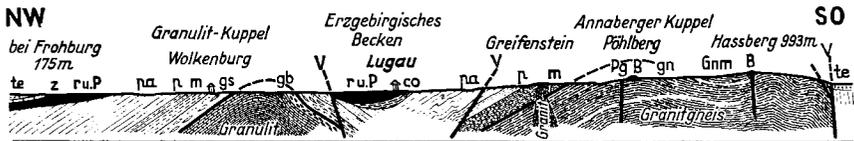


Abb. 34. Profil durch das Erzgebirge und Granulitgebirge.

Nach F. KOSSMAT.

gn = Gneis, Gnm = Granitgneis, gs = Gneisglimmerschiefer, Pg = Ganggranit, m = Glimmerschiefer, p = Phyllit, pa = Altpaläozoikum, co = Oberkarbon, r = Rotliegendes, P = Porphyry und Porphyryt, z = Zechstein und Unterer Buntsandstein, te = Tertiär, V = Verwerfungen.

sich bildeten, die mit den gleichartigen Gebieten der Lausitz (jüngere Braunkohle = Miozän) und des Harzvorlandes in Zusammenhang stehen.

Das **sächsische Granulitgebirge** (Abb. 34 und 36) oder Mittelgebirge bildet ein großes elliptisches Gewölbe zwischen Chemnitz, Döbeln, Rochlitz und Glauchau, dessen Längsachse von SW nach NO streicht. Anscheinend ist es dem Erzgebirge in gleicher Weise vorgelagert wie die Münchberger Gneisplatte dem Fichtelgebirge. Da es aber noch nicht gelungen ist, den Decken- und Überschiebungscharakter zu klären, wird man es besser mit dem gleichfalls fremdartig, aber doch sicher bodenständig den Sudeten vorgelagerten Eulengneisgebiet vergleichen können. Anders verhält es sich mit den Gneisschollen von Wildenfels b. Zwickau (Abb. 31) und des Zwischengebirges von Frankenberg—Hainichen b. Chemnitz (Abb. 21), die sehr komplizierte, ortsfremde Lagerungsverhältnisse zeigen und wohl auf ihrer jetzigen Unterlage als überschobene Deckschollen liegen; ähnlich wie der Hirschberger Gneis im Frankenwald. Im Vergleich mit ihnen erhält auch die ortsfremde Lage der Münchberger Gneisplatte b. Hof (s. S. 84) eine wesentliche Stütze.

Morphologisch stellt das Granulitgebirge eine Mulde dar, da die schwerer verwitternden Randgesteine höher liegen, während der Granulit (ein geschichtetes, feinkörniges Gemenge aus Quarz, Feldspat und Granat) leicht zerstörbar ist. Auf den Hochflächen ist es daher auch fast überall von Löß und Verwitterungslehm überdeckt und nur in den Tälern aufgeschlossen. In der Umrandung des Granulits, der in seiner inneren Struktur heftige Pressungen, Streckungen und Faltungen erkennen läßt, treffen wir eine kristalline Schieferhülle, in der Cordieritgneise, Gneisglimmerschiefer und Muskowitglimmerschiefer eine Rolle spielen, die unmerklich in Phyllite (zum Teil noch Knotenschiefer) übergehen. Handelt es sich auch nicht um einen richtigen Kontakthof, so sind die Erscheinungen doch sehr ähnlich zu deuten, da auch die Granulitkuppel eruptiver Entstehung ist und, ihrer Bildung nach, den roten Gneisen zeitlich sehr nahe steht. Die Auskristallisation der Granulite erfolgte in der ältesten Karbonzeit unter Streckung, die auch das kristalline Schieferdach, das Anzeichen intensivster Tangentialbewegungen erkennen läßt, in ähnlicher Weise erfaßte. Älter sind die schweren Magnesium-Eisen-Silikate der Gabbros, Peridotite und Serpentine des äußeren Randes, die, früher als das saure Magma, schon in der Devonzeit an die Oberfläche drangen. Die starken Streckungs- und Faltungserscheinungen, denen der Granulit während seines Empordringens unterworfen war, haben auch den Gedanken an einen ortsfremden Überschiebungsbau nahegelegt, dem aber der Umstand entgegensteht, daß es sich um die streichende Fortsetzung des Bergaer (Osthüringer Hauptsattel) Sattels handelt. Eine solche Erklärung erhielt erst dann Berechtigung, wenn der Nachweis gelänge, daß die verschiedenen Bewegungs- und Intrusionsvorgänge im Gebirgsbau Sachsens sich auf mehrere orogene Zyklen und nicht nur auf den variscischen allein verteilen.

**Strehlaer Gebirge.** Als nördlichster Faltenzug, und wahrscheinlich in der Fortsetzung des Westthüringer oder Schwarzburger Sattels, taucht östlich von Leipzig und westlich der Elbe ein Zeuge alten Gebirges wieder auf, das im übrigen unter den jungen Quartär- und Alluvialbildungen verdeckt liegt. Das Strehlaer Gebirge, das im Collm b. Oschatz eine Höhe von 300 m erreicht, besteht aus kristallinen Schiefen, Obersilur und Granit. Von besonderem Interesse sind die Clanzchwitzter Grauwacken, die mit ihren Konglomeratschichten an die dichten Gneise des Erzgebirges und die möglicherweise algonkischen Konglomeratschichten der Weesensteiner Grauwacken bei Pirna im Elbtalschiefergebirge erinnern.

Der Ostrand des Erzgebirges ist von besonderem Interesse, wenn er auch zum Teil unter den transgredierenden Schichten der

Oberkreide verdeckt liegt. Das paläozoische nach NW streichende **Elbtalschiefergebirge**, das sich von Pirna bis Tetschen verfolgen läßt (und weiter im Osten seine Fortsetzung im Jeschken findet), besteht hauptsächlich aus Grauwacken, Tonschiefern, Diabasen und durch Kontakt mit Ausläufern des Lausitzer Granites veränderten Kalken und Schiefen und stellt den Rest einer Decke paläozoischer Gesteine dar, die einst einen größeren Teil des Erzgebirges bedeckten und durch gleichartige Gebiete südlich des Erzgebirgsbruches, die in die Tiefe gesunken sind, vielleicht auch mit dem westlichen Erzgebirge in Verbindung standen. Längs einer steil ostwärts einfallenden Überschiebungsfläche sind diese Schichten, in mehreren Schuppen, zwischen Gottleuba und Maxen auf die Gneise des Erzgebirges aufgeschoben worden. Nördlich von Pirna versinkt das Elbtalgebirge unter dem Rotliegenden des Döhlener Beckens, das im Plauenschen Grund mit dem Meißener Syenit in Berührung tritt. Nördlich von Tharandt kommen die paläozoischen Schichten aber wieder zutage, und die „mittelsächsische Überschiebung“ läßt sich noch über Nossen hinaus bis an den Rand des Granulitgebirges verfolgen. Teilweise handelt es sich bei dieser Störungslinie um eine Folge (Rücküberschiebung) der variscischen Umbiegung aus dem erzgebirgischen in das sudetische Streichen. Da aber auch starke transversale Komponenten horizontaler Querbewegung bei allen Störungen des Elbtalgebietes vorhanden sind, darf man annehmen, daß auch hier schon ein ganz alter (asiatischer) Einfluß vorliegt, wie er auch in den sudetischen Randabbrüchen und Leisten-schollen unter dem Einfluß der Osteuropäischen Tafel auftritt. Es handelt sich demnach um eine der alten Transversalflexuren oder -verschiebungen, wie wir sie auch an den fränkischen Brüchen annehmen müssen, die alle Elemente des variscischen Bogens quer durchschneiden und durch die der einst zusammenhängende erzgebirgisch-sudetische Bau gestreckt und auseinandergezogen wurde. Auch im westlichen Erzgebirge lassen sich einige parallele, gleichfalls NW-SO gerichtete Transversalverschiebungen von geringerer Bedeutung feststellen (Abb. 36).

Die Elbtalzone war von jeher schon eine Störungszone ersten Ranges, denn wir können in ihr karbonische Verwerfungen feststellen, die das Perm nicht mehr betroffen haben, solche die das Perm zerstückelt und vielleicht einer kimmerischen Bewegungsphase angehörten und solche, die auch die Kreide durchsetzen und wohl tertiären Alters sind. Da alle drei Bruchsysteme die herzynisch-thüringische Richtung zeigen, ist dies ein Beweis dafür, daß es Bruchbündel und Störungszonen gibt, die zu verschiedenen Zeiten wieder aufleben, die ursprüngliche Richtung aber beibehalten. Bemerkenswert ist, daß auch die wesentlich jüngere Überschiebung des Lausitzer Granites dem gleichen Druck und der gleichen Richtung folgt, wenn sie auch weiter nördlich einen anderen Verlauf nimmt.

**Lausitzer Granitmasse** (Abb. 35). Dort, wo das variscische Gebirge von der NO- in die SO-Richtung abbiegt und die älteren Gesteine an der Transversalflexur der Elbtalschieferzone geschleppt erscheinen, wurde das Gefüge am stärksten gelockert, so daß große Magmamassen empordringen konnten. Der Zusammenhang der im Streichen und im Alter so verschiedenen, ihrer Gestaltung nach aber nahe verwandten Sudeten und des Erzgebirges wird getrennt durch die Intrusivmasse des Lausitzer Granites und den zum Teil noch syntektonischen Syenit von Meißen, der vom Granit nur durch einen schmalen Gneisstreifen geschieden ist. Es ist deshalb auch nicht möglich, die einzelnen tektonischen Züge Sachsens weiter nach Osten zu verfolgen, besonders da sie an der Elbtalquerzone auch geschleppt und verbogen sind. Wenn man Strehlaer Gebirge und Riesengebirge miteinander verbinden will, so ist das nicht mehr wie eine Vermutung, da zu weite Zwischengebiete sich unter der jungen Überdeckung der Beobachtung entziehen.

Die Lausitzer Granitmasse, die das größte Intrusivgebiet Deutschlands bildet, wird freilich größtenteils von Kreidesandstein und im Norden von Tertiär und Diluvium überdeckt. Umgrenzt wird die Masse gegen das Isergebirge und bei Zittau von Gneis, sonst von Unterkambrium (Görlitz) und Silur, das im Elbtalgebirge (Tetschen, Warnsdorf) und bei Meißen stark metamorphosiert ist. Die normale Begrenzung gegen das Schieferdach ist aber meist von Rotliegendem, Kreide oder Diluvium überdeckt.

Gegen das **Elbsandsteingebirge** (Sandsteine und Mergelkalke — Pläner — des Cenoman und Turon), dessen Material der Lausitzer Granit neben den Gneisen des Erzgebirges lieferte, ist die Lausitzer Granitplatte durch eine deutlich ausgeprägte nach Norden einfallende Überschiebung, der bei Hohenstein, Weinböhla usw. mitgeschleppte Fetzen von Weißjura eingepreßt sind, getrennt, an der es auf die Kreidesandsteine hinaufgeschoben wurde. Diese Lausitzer Überschiebung, die nur die letzte Äußerung einer alten, oft wiederholten Bewegungstendenz in der Elbtalzone darstellt (die älteste, schon seit 1826 bekannte Überschiebung in Deutschland) läßt sich als solche, weiter im Osten aber als einfache Verwerfung tief nach Böhmen (Gitschin) hinein verfolgen.

**Grenze zwischen Sudeten und Erzgebirge.** Die eng verwandten Intrusivmassen der Lausitz und von Meißen sind insofern verschieden, als in ersterer eine NO—SW-Erstreckung in den Klüften (d. h. der Ausweichrichtung bei der Intrusion) erkennbar ist, während der Syenit von Meißen, der wohl schon früher erstarrte, eine fast senkrecht dazu gerichtete — noch erzgebirgische — Tendenz erkennen läßt. Ein unmittelbarer Übergang zu den Westsudeten

ist auch innerhalb der variscisch gefalteten Zonen nirgends zu erkennen. Nur die permischen Sedimente der äußeren Sammeltröge (Abb. 7) deuten Bogenform an und werden so zu Leitlinien des Gebirges.

Östlich der Elbtalschieferzone und des Lausitzer Granits zeigen alle Elemente des Gebirgsbaues die NW—SO-Richtung; eine Umbiegung ist nur in der Klüftung der Lausitzer Granitplatte erkennbar. Der Zusammenhang des „variscischen Bogens“ und der „Paläosudetischen Schlinge“, deren Elemente von der Elbtalschieferzone, mittelsächsischen Überschiebung und später, in nochmaliger Wiederholung, von der Lausitzer Überschiebung quer abgeschnitten werden, ist dadurch unterbrochen. Damit soll nicht gesagt sein, daß in den Westsudeten nicht auch noch gleichalte Bewegungen auftreten.

**Sudeten.** Der Hauptteil dieses äußerst kompliziert zusammengesetzten Grenzgebirges (Abb. 35) war zur Kreidezeit bereits in den zwei getrennten Massen der West- und Ostsudeten, mit ganz verschiedenartiger Entwicklungsgeschichte, vorhanden. Erst durch tertiäre Bewegungen wurden sie zu dem heutigen, langgestreckten, in thüringischer (NW—SO) Richtung streichenden Gebirgskamm zusammengeschweißt. An seiner Zusammensetzung nehmen alte vor-kambrische Kernmassen, Randbildungen des südöstlichen Böhmens, Faltungselemente der kaledonischen und zuletzt auch der variscischen Orogenese teil. Diese gibt aber ebensowenig den Ausschlag für die Anordnung der Gestaltung wie die jungen saxonischen Senkungen und Bruchbildungen im Innern des Gebirges. Dagegen spielen die NW-Brüche (Karpinskysche Linien) sowohl in älterer Anlage wie junger Wiederbelebung eine beträchtliche Rolle (innersudetische Hauptverwerfung, Sudetenrandbruch), die den Außenrand des Gebirges in schmale leistenförmige Schollen (Abb. 35) gliedern. Die südliche Begrenzung wird durch einen Randbruch gebildet, der als eine Fortsetzung der Lausitzer Hauptverwerfung anzusehen ist und sich bis Brünn in die — schon alt angelegte — Boskowitz Furche (Abb. 7) fortsetzt. Am nördlichen Außenrand liegt nicht nur ein einziger Randbruch, sondern ein staffelförmiges Absinken einzelner „Leistenschollen“ gegen das Odergebiet vor. Die Kuppen des Vorlandes im Norden sind demnach als ein versenkter Teil der Sudeten anzusehen.

**Westsudeten.** Die Grenze dieses sudetischen Baues, den man auch als ganz fremdartiges Stück aus den deutschen Gebirgen aussondern wollte (Iugischer Bau), liegt an der Lausitzer Überschiebung. Die Unterschiede zwischen erzgebirgischer (variscischer) und sudetischer Gebirgsgestaltung erscheinen aber nur deshalb so scharf,

weil es noch nicht gelungen ist, auch im Bau des Erzgebirges sichere Reste kaledonischer Orogenese nachzuweisen. Solche wären in der Entwicklung der Gneiskuppeln und des Granulitgebirges zu suchen.

Zu den Westsudeten (Abb. 35) rechnete man früher nur Riesen- und Isergebirge. Aus geologischen und tektonischen Gründen ist diese

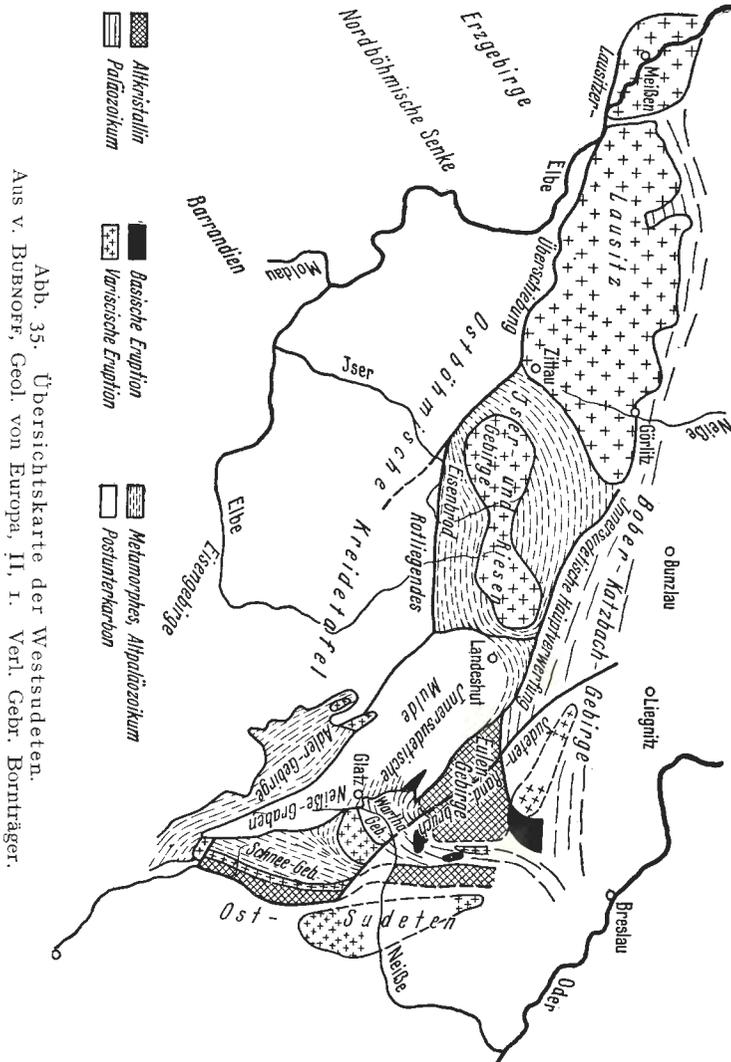


Abb. 35. Übersichtskarte der Westsudeten.  
 Aus v. BUENOFF, Geol. von Europa, II, I. Verl. Gebr. Bornträger.

Grenze weiter nach Osten zu verlegen. Demnach haben wir folgende Teile, von verschiedenem Alter und verschiedener Entstehungsgeschichte, zu unterscheiden:

1. Die schon geschilderte Lausitzer Granitmasse mit dem altpaläozoischen Mantel (Kambrium, Silur, Devon), der nach Osten zu fortsetzt, mit diskordanter Überdeckung durch Kulm im Norden.

2. Das Bober-Katzbach-Gebirge, aus Altpaläozoikum zusammengesetzt, mit der Intrusion des Granits von Striegau-Zopten. Im Osten transgrediert Oberdevon und Kulm; später bildete es eine Sammelmulde am Außenrand des Gebirges für das Rotliegende, das von Zechstein, Trias und Oberkreide transgredierend überlagert wird.

3. Im Süden schließt sich daran der Granit des Iser- und Riesengebirges mit seiner kristallinen Umrandung.

4. Nach Osten folgt die altkristalline Masse der Hohen Eule, von der ein Teil am Sudetenrandbruch gegen Osten abgesunken ist. Zu ihrer Umrandung im Osten gehört die N—S gerichtete, schmale Zone des Warthaer Gebirges, an dem kristalline Schiefer, Paläozoikum und vor allem basische Eruptiva beteiligt sind.

5. Die südliche Fortsetzung bilden die schmalen, aus kristallinen Schiefen mit Granitintrusionen aufgebauten Gebirgsstreifen des Adlergebirges, Habelschwerdter Gebirges im westlichen Zuge und des Reichensteiner Gebirges und des Glatzer Schneeberges im Osten. Beide Züge werden getrennt von der jungen (saxonischen) Einsenkung des Neißgrabens bei Glatz.

6. Eine junge Einmuldung stellt die Innersudetische Mulde zwischen Riesengebirge, Eulengebirge und Adlergebirge dar, die mit Kulm, Oberkarbon (Waldenburg) und Rotliegendem erfüllt ist. Nach Osten setzt sie in den mit Kreide erfüllten Neißgraben fort. Aus transgredierenden Schichten der Oberkreide sind auch das Heuscheuergebirge und die Adersbacher- und Weckersdorfer Felsgebiete zusammengesetzt.

Innerhalb dieser Gebirgsabschnitte kann man (1—3) einen westlichen O—W streichenden und einen östlichen (4—6) nach SO und S abgelenkten Teil unterscheiden, den man früher oft als Ost-sudeten bezeichnete.

**Eulengebirge.** Das älteste Bauelement stellt die dreieckige Scholle des Eulengebirges dar, dessen Katagesteine an das Moldanubicum Böhmens erinnern. Diese ringsum von tektonischen Bewegungsflächen umgrenzte Masse ist schon präkambrischen Alters und hat an der kaledonischen und variscischen Bewegung nicht mehr teilgenommen. Ihre Gerölle sind schon in den Transgressionskonglomeraten des Oberdevons und den noch älteren Grauwacken von Nimptsch enthalten, daher kommt auch eine kaledonische oder variscische Bewegung oder Überschiebung der gesamten Masse nicht in Frage. Kohlenkalk liegt unverändert und ungefaltet über dem Gneis. Wir haben die Hohe Eule daher als einen autochthonen Block anzusehen, welcher als störende Masse innerhalb der Sudetenfaltung liegt und gewissermaßen deren Achse und Angelpunkt bildet. Die kaledonischen und variscischen Faltungen haben das Hindernis allseitig

umflossen, wodurch die Gabelung der sudetischen Falten entstand. Das kaledonisch gefaltete und geschuppte Warthaer Gebirge stellt eine N—S verlaufende, östliche Grenzzone dar, die teilweise gegen Westen überschoben ist.

Zu den Resten kaledonischer Faltung gehören neben dieser Nord-Süd-Zone des Warthaer Gebirges noch das Bober-Katzbach-Gebirge, der kristalline Rahmen des Riesen- und Isergebirges und die Randgebirge des Neißegrabens. Das Alter dieser Faltung wurde durch die transgredierende und diskordante Auflagerung des Devons auf gefaltetes Altpaläozoikum festgestellt. Einzelheiten des Faltungsvorganges sind aber noch nicht bekannt. Diesen Bau hat die variscische Bewegung nur noch wenig zu verändern vermocht. Den stärksten Einfluß haben dagegen nachträglich die Intrusionen der postkulmischen Granite (Riesengebirge, Striegau-Zobten) ausgeübt.

Innerhalb der kaledonisch gefalteten Gebirgszüge kann man eine innere, stark metamorphe Reihe (Umrandung des Riesengebirges, Adlergebirge, Schneegebirge) und eine nördliche, weniger metamorphe (Bober-Katzbach-Gebirge, Warthaer Gebirge) unterscheiden.

Das **Bober-Katzbach-Gebirge** zeigt mehrere Diskordanzen und Transgressionen, so daß man seine Entwicklungsgeschichte in eine kaledonische (Diskordanz des Oberdevons) variscische (Schuppen von Karbon und Devon im Vorland der Eule), permische (Saalische Bewegungen nach Ablagerung des Rotliegenden, Transgression des Zechsteins) und saxonische (Transgression der Oberkreide von Löwenberg) gliedern kann. In gleicher Weise wie die des Bober-Katzbach-Gebirges, sind auch die Schichten (Silur bis Kulm) des Warthaer Gebirges wenig metamorph, die an der Umbiegungsstelle der schlesischen Kaledoniden von den sichelförmigen Eruptivmassen des Glatzer und Nimptscher Syenits durchbrochen werden.

Das **Riesen- und Isergebirge** besteht aus einer kaledonischen Gneisaufwölbung, die von der Lausitzer Überschiebung (Süden) und der innersudetischen Hauptverwerfung im Norden begrenzt wird. Am Südabfall sind auch Phyllite und Glimmerschiefer daran beteiligt. Im Osten folgt Kulm und Rotliegendes der innersudetischen Mulde. In diese Kuppel drang der postkulmische Granit ein und bildet die Gestalt einer sanduhrförmigen Doppellellipse, der die Höhen der beiden Gebirge mit Ausnahme der (schon aus Gneisen aufgebauten) Schneekoppe angehören. Im Hirschberger Kessel sind die gleichen Gesteine in die Tiefe abgesunken.

Die **Randgebirge des Neißegrabens** (Adlergebirge, Habelschwerdter Gebirge und Glatzer Schneeberg) stellen gleichfalls kristalline Bildungen dar, deren Faltung und Metamorphose hauptsächlich der kaledonischen Zeit angehört. Wie im Mantel des Riesen-

gebirges mögen auch in diesen Bildungen altpaläozoische — vielleicht sogar algonkische Reste — mit umgewandelt sein.

Es sind alle diese Gesteine Reste jener alten Geosynklinalen, von denen die eine, mit weniger metamorphen Gesteinen, nördlich der Lausitzer Masse gegen das Bober-Katzbach-Gebirge und die schlesische Ebene zieht und sich jenseits der Eule mit den Schichten des Warthaer Gebirges schart, während der südliche Ast (südlich der Lausitzer Masse) über das Riesengebirge zum Adlergebirge zieht. Gesteinscharakter und Metamorphose in den Randgebirgen des Neißegrabens sind einander so ähnlich, daß man zwischen ihnen keine schärferen tektonischen Grenzen anzunehmen braucht. Die saxonische Tektonik des Neißegrabens läßt alte Störungen wieder aufleben, die an der Umbiegung aus der O—W- in die N—S-Zone liegen. Im Streichen der beiden Gebirgsflanken, von denen das Schneegebirge mehr N oder NNO gerichtet ist, prägt sich gleichfalls die alte Virgation um den Eulengneis aus. Jenseits der Oder mögen diese Faltenzüge der N—S-Zone ihre Fortsetzung im Polnischen Mittelgebirge finden.

Die **Innersudetische Mulde** liegt zwischen den bisher erwähnten Gebirgszügen und stellt eine junge Einmuldung (seit dem Kulm), vergleichbar der Erzgebirgischen Innensenke von Zwickau und Chemnitz, zwischen den kristallinen und hochmetamorphen Gebirgskörpern verschiedener Entstehung dar. In ihr kamen die limnischen Kohlen des Waldenburger Reviers zur Ablagerung, die dann vom Rotliegenden und gewaltigen, porphyrischen Eruptivmassen überdeckt wurden. Teils ist diese Mulde gegen Süden auf die Böhmisches Kreidetafel überschoben worden, teils noch in ihren östlichen Ausläufern von oberkretazischer Transgression und saxonischer Tektonik betroffen. Die Kreideablagerungen des Neißegrabens und des Heuscheuergebirges deuten dieses an.

Die **Grenze zwischen West- und Ostsudeten** wurde früher in einer Überschiebung zwischen Adler- und Schneegebirge gesehen. Da aber beide anscheinend noch der kaledonischen Tektonik und Metamorphose angehören, hat man als Ostsudeten in geologischem Sinne nur noch die Gebiete des sudetischen Außenrandes im Gesenke dazuzurechnen, als Fortsetzung der morawischen Zone im Süden, in der rein variscischer Gebirgsbau vorherrscht. Die Grenze verläuft demnach an einer Überschiebung der westlichen, hauptsächlich kaledonisch gefalteten Sudeten über das Variscicum des Gesenkes, die sich in S—N-Richtung von Brünn nach Reichenstein in Schlesien verfolgen läßt und in der Gegend von Breslau die Ebene erreicht, so daß der Granit von Strehlen noch zu den Ostsudeten zählt. Die Westsudetenscholle ist hier als Ganzes über die jüngeren Ost-

sudeten hinaufgeschoben. Die Überschiebung des moldanubischen Altkristallins über die morawischen Bildungen bei Brünn setzt sich im Norden in der Ramsaulinie fort. Die silesischen Bildungen des Hohen und Niederen Gesenkes entsprechen dem Moravikum.

**Ostsudeten.** Älteste Teile sind im Süden die vorsilurische Brüunner Eruptivmasse, im Norden die vielleicht sogar archaischen Teßgneise des Altvatergebirges. Kaledonische Faltung fehlt ganz, dagegen scheint der Überschiebungsvorgang der bretonischen Phase anzugehören, während die übrigen Bewegungen bis zur asturischen Phase dauerten. Nur die komplizierten Senkungserscheinungen der „Boskowitzer Furche“ mit oberstem Karbon (Stefan) und Unterrotliegendem, die mit der Innersudetischen Mulde (Abb. 35) und dem böhmischen Rotliegenden im Norden in Zusammenhang steht, gehen bis in die saalische Phase hinauf. Dies gilt sowohl für das morawische Gebiet in der Umgebung von Brünn, wie für das Hohe Gesenke (Altvater) und das Niedere Gesenke. In dieser Verschiedenartigkeit der Bewegungsvorgänge ist auch der Unterschied zwischen Ost- und Westsudeten am deutlichsten ausgeprägt.

Die Geschichte der östlichen Sudeten beginnt erst im Devon und ist im mährischen Gebiet am klarsten zu erkennen. Hier ist die Moldanubische Katascholle Böhmens gegen Osten und Südosten über das autochthone Gebiet Mährens überschoben und von diesem durch eine schmale Glimmerschieferzone getrennt. In diese vorkulmische Überschiebungszone, die von Krems a. d. Donau bis in die schlesische Ebene zu verfolgen ist, drangen syntektonische, variscische Eruptivgesteine ein (Bitescher Gneis, Kepernikgneis), die an der Metamorphose noch teilnahmen. Der variscische Untergrund wird in den morawischen Fenstern des Thaya- und Schwarzawa-Batholithen, deren Zentralgranit wohl mit der Brüunner Eruptivmasse altersgleich ist, sichtbar. In ihrem Kern nimmt die Metamorphose gegen die Tiefe zu und nach Norden hin ab. Im Osten bildet die alte Brüunner Eruptivmasse wohl ein Widerlager für die Überschiebung, während sich noch weiter östlich eine nicht metamorphe Zone mit gefalteten Devon und Kulm anschließt.

**Altvatergebirge.** Im Norden, an der Grenze Schlesiens, entspricht diesem Mährischen Bau die Gestaltung des Hohen und Niederen Gesenkes, dessen westlicher Teil (Altvater) gleichfalls metamorph, mit alten Gneisen im Kern des zweiten Gewölbes (Teßgneis), nach Westen zu unter das Schneegebirge (kaledonisch) einfällt. Dem Moldanubikum entspricht die schmale Zone von Goldenstein, die nach Norden noch bis in die Ebene bei Nimptsch zu verfolgen ist, den variscischen Graniten der Granit von Friedeberg und Strehlen, während die nicht metamorphe Zone durch das Niedere Gesenke vertreten ist.

Dieser „**Silesische Bau**“ (Variscicum der Ostsudeten), den man auch dem kaledonisch gefalteten oder Lugischen Bau (Westsudeten) gegenüberstellt, ist an der scharfen Trennungslinie, die ihre Richtung mehrfach wechselt, nach NW transversal verschoben worden.

So ist die Grenze zwischen Ost- und Westsudeten mehr als eine konventionelle oder nur morphologische Grenze, da sie zwei Land-schollen von verschiedener Geschichte voneinander trennt. Diese Gegensätze der Orogenese, der Intrusion und Metamorphose kann man von Mähren über den Sudetenkamm in mehrfachen Profilen, die die gleiche Anlage erkennen lassen, bis in die schlesische Ebene bei Breslau verfolgen.

Hier beobachtet man freilich ein Ablenken gegen NO, wie schon im Warthaer Gebirge (N—S-Zone) und im Altpaläozoikum nördlich der Eule. Ein gleiches zeigen die Devon-Kulmfalten des Niederen Gesenkes, die eine fächerförmige Großanordnung der Falten erkennen lassen. Im einzelnen zeigt das gefaltete Kulm im Westen eine Überkipfung gegen Westen, im Osten gegen Osten. Nach Osten zu sind dann Übergänge zum Karbongebiet Oberschlesiens zu erkennen<sup>1)</sup>, das südlich des variscischen Fal-tungsgebietes der Sudeten liegt und demnach nicht ganz mit den paralischen Ablagerungen am Außenrand des rheinischen Ge-birges verglichen werden kann. Auch die teilweise limnische Ent-standung dieser Kohlen muß hier noch einmal erwähnt werden.

Die Virgation der Sudetenfalten (Niederes Gesenke) und die NW-Ablenkung des sedimentären Mantels der Eule weist aber nach dem polnischen Mittelgebirge mit gefaltetem Silur und Devon, in dem kaledonische gegen SW gerichtete Überschiebungen vorhanden sein sollen.

An die Kulmfalten des Niederen Gesenkes lagern sich weiter gegen Osten die Ostrauer Schichten (Oberkarbon) an, die in gleicher Weise gefaltet sind. Jenseits der für die Westgrenze des oberschlesischen Karbongebietes bedeutsamen Orlauer Störung, die von Ostrau bis Gleiwitz verfolgt werden kann und das 1500 m tiefer liegende Hauptkohlenbecken von der westlichen Randmulde trennt, folgt das sehr mächtige **Oberschlesische Kohlenbecken**, das in flachen Mulden abgelagert ist. Diese nur zum Teil „paralische“ Kohlensenke ist auch in ihrer Sedimentation (marine Transgression hört zu Beginn des Westfal auf) und Flözführung von der rheinischen Aus-bildung verschieden. Insgesamt werden 124 Flöze in einer Mächtigkeit von 172 m abgebaut. Die Gesamtmächtigkeit der kohlenführenden Schichten muß man wohl mit ca. 7000 m annehmen. Von dem Gesamt-vorrat an Kohle (1913), der bis 2000 m Tiefe auf 209 Milliarden Tonnen geschätzt wurde, gehört heute nur noch der kleinste Teil (5 %) zu Deutschland (Gleiwitz, Beuthen), der größte Teil (75 %) zu Polen, der Rest der Tschechoslowakei (20 %). Gegen Norden und Nord-

<sup>1)</sup> BEDERKE, Oberschlesien und das variscische Gebirge. Geol. Rundsch. 1930, 21, S. 234.

osten zu wird das Karbon von Trias (Muschelkalk mit Pb- und Zn-Erzen und Keuper) und Tertiär überlagert, während jenseits der polnischen Grenze Jura und Oberkreide folgen.

Der Außenrand der Sudeten im Norden, gegen die Oder ebene, besteht aus einer Anzahl isolierter Kuppen aus kristallinen und altpaläozoischen Schichten, die, als Reste der schon erwähnten Faltenzüge, aus den jüngeren Deckschichten aufragen. Dazu gehört der Gneis von Reichenbach und Nimptsch, der Granit und Phyllit bei Jauer und der Gabbro des Zobten.

## 2. Die Mitteldeutsche Hauptscholle und das saxonische Faltungsgebiet.

Als Mitteldeutsche Hauptscholle bezeichnet man den Teil der deutschen Gebirge, der vom Rand der Böhmisches Masse und dem Südabbruch des Erzgebirges begrenzt, nach NW sich hinzieht und in seinem Unterbau noch deutlich variscische Anlage verrät, wenn auch seine äußere Form vielfach von jüngeren Störungen gestaltet wurde, zwischen denen die einzelnen Schollen sich auf- und abwärts bewegten (Abb. 36). Diese Störungen gehören der „Saxonischen Faltung“ an, die in vielen einzelnen Phasen das heutige Oberflächenbild wesentlich beeinflusste, das NW-Deutschlands sogar vor allem gestaltete. Deshalb kann man das Gebiet einer sich NW erstreckenden Dreieckscholle, mit der schmalen Basis von Fichtel- und Erzgebirge, deren Seiten von den fränkischen Brüchen bis zur Ibbenbürener Platte einerseits und den Ausläufern der Lausitzer Hauptverwerfung andererseits bis über den Nordabfall des Harzes hinaus gebildet werden, als das saxonische Faltungsfeld bezeichnen. Die eigentlichen, postkarbonischen Störungen, die dieses Gebiet charakterisieren, treten vor allem in seinen nordwestlichen Ausläufern, den niedersächsischen Höhenzügen im Flußgebiet der Weser, auf (Abb. 45).

Die Gebirge Sachsens, das Fichtelgebirge und der Südabfall des Frankenwaldes haben schon ihre Darstellung gefunden. Hier kommen deshalb vor allem Thüringen, Harz und Niedersachsen in Frage.

Das **Ostthüringische Schiefergebirge**, dessen SW-Teil man oft als „Frankenwald“ bezeichnet, stellt die südlichen, variscisch streichenden Faltenzüge des Thüringer Gebirgslandes dar. Nach SW bildet der fast gradlinig verlaufende Abbruch gegen die fränkische Mainebene eine scharfe Grenze. Die tief eingeschnittenen Täler der Saale, Elster und ihrer Nebenflüsse gewähren Einblick in den inneren Bau, der sich aus einem südlichen Sattel (Ostthüringer Hauptsattel oder Zeulenrodaer Sattel, in seiner sächsischen Fortsetzung Bergaer Sattel),

und andererseits aus der Ziegenrücker Kulmmulde im NW zusammensetzt. Am Aufbau des Zeulenrodaer Sattels ist außer Silur und Devon (mit Diabasdecken und Gängen) vor allem auch Tremadoc (Greiz) beteiligt. Im Innern gliedern die von Hof (Lobenstein) nach Gräfenthal ziehenden Randstörungen des sicher schon bretonischen „Frankenwälder Quersattels“ (Abb. 3) das Gebiet, von denen min-

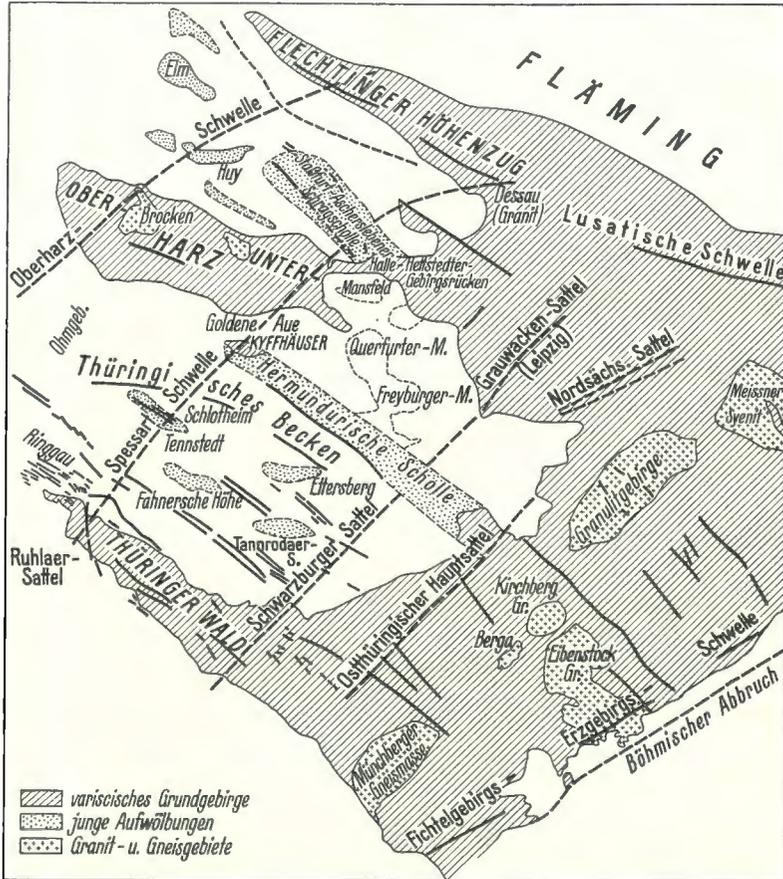


Abb. 36. Die Mitteldeutsche Hauptscholle. Nach WEIGELT.

destens die nördliche, die den postkulmischen Granit des Hennebergs anschneidet, schon als ältere Querstörung anzusehen ist.

Die sehr einfach gebaute Ziegenrücker Mulde besteht aus fünf kleineren Sattelzonen, die äußerst verwickelte Faltung zeigen. Die Kulmschiefer, die am Nordflügel der Mulde in vielen Brüchen als Dachschiefer gewonnen werden (Lehesten), zeigen neben der Schichtung eine viel ausgeprägtere Schieferung, ebenso die unter-silurischen Griffelschiefer, die in unregelmäßige Griffel zerfallen.

Außer von dunklen Lamprophyren werden die Schiefer auch von dem schon erwähnten Granit des Henneberges (mit Kontakthof) durchbrochen. Andere Granite sind nicht bis an die Oberfläche gedrungen und nur durch ihre Kontakthöfe zu erkennen (Leutenberg, Pottiga—Sparnberg). Den nordwestlichen Saum begleiten devonische und silurische Schichten, die zum Schwarzburger Sattel hinüberleiten. Das stark gefaltete und von Zechstein diskordant überlagerte Devon ist an der Bohlenwand bei Saalfeld (Abb. 2) von der Saale in übersichtlicher Weise quer zum Streichen angeschnitten worden. Oberkarbon fehlt im ganzen Gebiet, Rotliegendes ist nur am Nordrand schwach vertreten. Ebenso hat der Zechstein den Nordrand überflutet (Zechsteinriffe b. Pößneck), wurde aber durch die monoklinale Einbiegung des Thüringer Beckens vor der Abtragung bewahrt.

**Thüringer Wald.** Die nördlich anschließenden Sättel und Mulden, die am Aufbau des spornartig sich gegen NW hin verschmälern den Gebirges teilnehmen, rechnet man zum Thüringer Wald im eigentlichen Sinne. Es sind: der Schwarzburger Sattel (mit algonkischem Kern [Abb. 3] und reicher Schichtenfolge des Silur und Devon), die vorwiegend von Rotliegendem erfüllte Oberhöfer Mulde und der Ruhlaer Sattel (kristalline Schiefer, Granite, größtenteils von Rotliegendem überdeckt) bei Eisenach.

Der Thüringer Wald ist (Abb. 36), ebenso wie der Harz, ein bezeichnendes Beispiel für einen von herzynischen (thüringischen) Brüchen begrenzten Horst, dessen Sockel aus Resten variscisch (erzgebirgisch) streichender Falten besteht, die hier aber größtenteils durch eine diskordant auflagernde Decke von mächtigen Rotliegendablagerungen verhüllt werden. Westlich Eisenach taucht das Gebirge unter den Zechstein des Werragebietes unter und zeigt nur im Richelsdorfer Gebirge noch einmal eine engbegrenzte Aufwölbung.

Die Entstehung dieses von zahlreichen, spießbeckig absetzenden Parallelverwerfungen begrenzten Gebirgsstückes ist nicht allein durch Absinken der Nachbarschollen (fränkisches Senkungsfeld, Thüringer Becken), sondern auch durch Emporpressung zu erklären, da die Randverwerfungen vielfach in Überschiebungen übergehen. Diese nach unten konvergierenden Störungen begrenzen ein keilförmiges Gebirgsstück, welches infolge eines von NO wirkenden Seitendruckes gehoben und aufgepreßt wurde. Die Randbrüche, die nach Eisenach zu näher aneinander herantreten, gehen teilweise schon auf permische Anlage (gemischte Gänge bei Friedrichroda und Brotterode) zurück und haben die Schollen des Gebirges in verschiedener Weise beeinflußt. Am stärksten ist die Heraushebung auf der Nordseite bei Eisenach, auf der Südseite am Rand des Schwarz-

burger Sattels, so daß die Thüringische Gebirgsscholle ein windschief verbogenes Oberflächenrelief zeigt. Auch die Gestaltung der Randbrüche, deren keiner das Gebirge auf seine ganze Erstreckung begleitet, ist vom Verlauf der alten variscischen Falten abhängig, in deren Kern auch noch ältere (wohl kaledonische und vorkaledonische) Diskordanzen angedeutet sind.

Die Verwerfungen des Nordrandes beginnen teilweise schon im Innern des Gebirges, springen dann bajonettförmig vom Rande ab, gehen in Flexuren (Abb. 37) über oder verlaufen in den mesozoischen Schichten des nördlichen Vorlandes. Am stärksten sind sie bei Eisenach ausgeprägt, wo noch alte Querverschiebungen in NNW-Richtung hinzukommen. Ihre Fortsetzung bilden die Störungen des Ringgaues bei Netra und Kreuzburg.

Im SW beginnen die Randbrüche bereits im Gneisgebiet des Oberpfälzer Waldes. Mit einem Sprung von etwa 2000 m, durch den

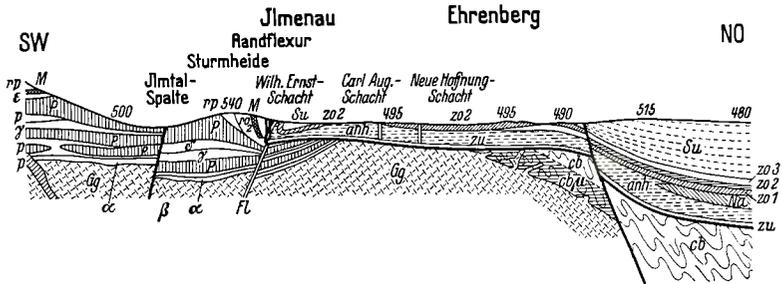


Abb. 37. Profil durch die Randflexur des Thüringer Waldes bei Ilmenau. Nach E. ZIMMERMANN. *cb* = Tremadoc?; *Gg* = Granit; *M* = Melaphyr; *a, β, γ, δ, ε* = Porphyrtuffe; *p* = Porphyrtuffe; *zu, zo* = Zechstein; *Su* = Buntsandstein; *Fl* = Flußspat.

die Trias- und Juratafeln Frankens neben die alten Schiefer Ostthüringens gesetzt werden, trennt sich das Fichtelgebirge und der Frankenwald vom Vorland. Mehrmals klingen die Randspalten gegen das Mesozoikum im Süden aus, springen im Abstand weniger Kilometer auf eine Parallelspalte zurück, um dann am NW-Ende des Waldes zu zersplittern und sich in einzelne Flexuren und Überschiebungen aufzulösen. Diese Ablösung der Randspalten vom Gebirgskörper ist nicht unähnlich der der Randspalten des Gletschereises und deutet auf ganz differenzierte Bewegung der alten Faltungselemente, die auch im Untergrund der mesozoischen Vorländer noch hindurchschimmern (Palimpseststruktur).

Innerhalb der einzelnen Faltungsreste ist von Bedeutung, daß der vorpermische Unterbau aus Gesteinen stärkerer Metamorphose als im Ostthüringischen Schiefergebirge besteht. Der Ruhlaer Sattel stellt im Vergleich mit dem nördlichen Spessart vermutlich den ältesten, voralpäischen Teil Thüringens dar, während der Schwarz-

burger Sattel in seiner algonkischen Sattelachse (Abb. 3) noch vorsilurische Bewegungen erkennen läßt, über denen dann das Tremadoc und eine reiche silurische Schichtenfolge zur Ablagerung kamen. Das Algonkium, zum Teil aus Quarzitschiefern bestehend, wird von alten, jetzt geschieferten Eruptivgesteinen (Porphyroide, Granitoide) durchbrochen und teilweise von rotliegenden Sedimenten der postkarbonischen Senkungszone, die den mittleren Teil des Thüringer Waldes einnimmt, überdeckt, derart, daß alte Schiefer mit Graniten und deren Kontakthöfen vielfach unter dem jüngeren Deckgebirge fensterartig heraus schauen (Ehrenberg bei Ilmenau — Abb. 37). Unter dem mächtigen Rotliegenden und den Porphyridecken des Oberhöfer Gebietes liegt wohl eine Schiefermulde verborgen, die von Graniten (Suhl—Zella) durchbrochen wird. Diese hängen vielleicht wiederum mit denen von Brotterode zusammen.

Deutlich ist der alte, variscisch versteifte Untergrund erst wieder dort erkennbar, wo er im Norden, im Sattel von Ruhla-Brotterode, dessen Bewegung bis in die Saalische Phase andauerte, mit anderen Gesteinen und in neuer Gestaltung wieder empor taucht. Hier sind alte (kaledonische?) Gneisgranite und Glimmerschiefer zu steilem Sattel aufgewölbt und von jüngeren (variscischen) Graniten durchbrochen. Das Zerstörungsmaterial dieser Gesteine finden wir dann im Wartburgkonglomerat des Oberen Rotliegenden. In südwestlicher Fortsetzung dieses Sattels treffen wir auf Spessart und Odenwald (Spessartachse), während die granitischen Einschlüsse in Eruptivgesteinen der Rhön (Bohrung Gersfeld) ein Zwischenglied in diesem variscischen Faltenzug bilden. Die nordöstliche Fortsetzung ist im Kyffhäuser und Unterharz zu suchen.

Die Hauptmasse des Waldes wird von den flachgelagerten Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefen des Rotliegenden mit mächtigen Einschaltungen von Eruptivdecken (Porphyr, Porphyrit, Melaphyr) und Tuffen gebildet, die eine Gesamtmächtigkeit von etwa 2000 m darstellen dürften. Ein schmaler Saum von Zechstein zieht sich um den Thüringer Wald und das Schiefergebirge herum. Während schmale Buchten dieses Meeres noch den Wald bedeckt haben müssen, wie einzelne Reste (Oberhof, Steinheid) andeuten, zeigen die schon erwähnten Zechsteinriffe (Pößneck, Ruhla, Liebenstein) die Küste an. Auch das ältere Mesozoikum (z. B. Buntsandstein) bis zum Lias hat den Thüringer Wald wahrscheinlich noch überdeckt, während er vom Oberen Jura an und in der Kreidezeit ein Festland, wie das übrige Thüringer Gebiet, darstellte.

Auch die Rotliegend-Mulde von Oberhof hat ihre Fortsetzung im Norden bei Halle, im Süden im badischen Kreichgau und bei Baden-Baden, während das Rotliegende des nördlichen Thüringer

Waldes (Eisenach und Richelsdorf) wohl mit Wetterau und Ilfelder Becken im Harz in Zusammenhang stand. Ebenso stellt das Paläozoikum von Sooden a. d. Werra einen Sattel dar, der wohl vom Oberharz als „mitteldeutscher Hauptsattel“ nach Hunsrück und Taunus zieht. Freilich haben alle solche Verbindungen einstweilen nur konstruktiven Wert, da wir den Untergrund des dazwischen liegenden hessisch-fränkischen Gebietes nicht kennen und zu wenig Tiefbohrungen vorliegen.

Immerhin können wir in den Thüringer Falten einen wichtigen Querschnitt durch den mitteldeutschen Gebirgsbau gewinnen, der uns sowohl die saxo-thuringische wie die rheno-herzynische Zone in

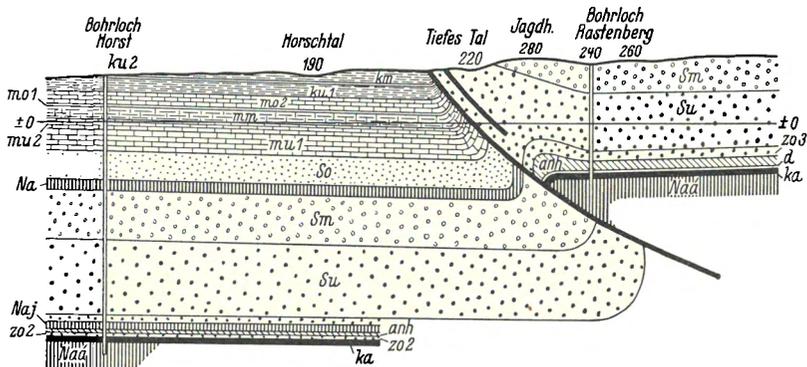


Abb. 38. Profil durch die Finnestörung bei Rastenberg in Thüringen.

Nach E. ZIMMERMANN.

20<sub>2</sub>, 20<sub>3</sub> = Zechstein; anh = Anhydrit; Naj, Na, Naa, ka = Steinsalz und Kalisalz; Su, Sm, So = Buntsandstein; mu, mm, mo = Muschelkalk; ku, km = Keuper.

ihrem Zusammenhang zeigt. Der Ruhlaer Sattel und seine Fortsetzungen dürften hier die Rolle eines Zentralmassivs (Abb. 22) spielen, das den Deckenbau der Außenzone von dem der Innenzone trennte (s. S. 61).

**Thüringer Becken.** Zwischen Harz und Thüringer Wald zieht sich eine flach muldenförmige Triastafel in der Gestalt eines Trapezes vom Orlagau bis an das Leinetal. Ihre Schichten sind in der Mitte schüsselförmig eingesunken und an Verwerfungen parallel zum Thüringer Wald, die das Senkungsfeld in Schollen zerlegten, teils gehoben, teils versenkt worden. Hierdurch entstand eine große Anzahl in gleicher Richtung verlaufender Gräben und Horste, die teilweise auch morphologisch hervortreten.

Eine solche Hauptstörung, die schon im Schiefergebirge beginnt und über Blankenburg nach Arnstadt zieht, setzt dann über Wachsenburg und Seeberg b. Gotha bis nach Eichenberg ins Leinetal fort. Parallel zu ihr verlaufen die Störungen des Kulm bei Saalfeld, die Remdaer und Leuchtenburgstörungen und der Ilmtalgraben

bei Weimar, der wahrscheinlich mit dem Graben von Schlotheim in Zusammenhang steht. Am deutlichsten hebt sich der Bergwall der Finne und Schmücke heraus, den die Unstrut an der Sachsenburger Pforte durchbricht. Die Finnestörung (Abb. 38) läßt an Tiefbohrungen sehr deutlich nach SW gerichteten Überschiebungscharakter erkennen und andererseits zeigt sie ganz junge Hebungen (ca. 60 m), da die diluviale Unstrut noch über die Höhe hinwegfloß.

Nach NW lösen sich diese zusammenhängenden Hebungs- und Senkungsgebiete zum Teil in einzelne Störungslinien auf, die sich jenseits des Werratales auch noch bis zum Meißner bei Kassel verfolgen lassen. Neben dem Schollenbau tritt auch noch ein flacher Faltenwurf auf, der auf Pressung durch die seitlichen Rahmen zurückzuführen ist und besonders dort in Bohrprofilen deutlich erschlossen ist, wo die plastischen Salz- und Anhydritschichten ein Ausweichen ermöglichten (Schlotheimer Graben).

Zechsteinschichten umsäumen den Rand des Beckens, sind aber dort nicht mehr salzführend, wie im Innern des Beckens. Das Salz an den austreichenden Schichten ist ausgelaugt und das darüber liegende Mesozoikum vielfach nachgebrochen. Diese Salztektonik hat auch für die eben erwähnten Störungszonen einige Bedeutung gehabt. Der alte (Mansfeld, Ilmenau) und junge Bergbau auf Kupferschiefer und Kalisalze, der an diese Zechsteinschichten gebunden ist, war für die Klärung der Lagerungsverhältnisse von großer Bedeutung, da uns die Tiefbohrungen auf Kali auch den Untergrund des Beckens erschlossen. Neuerdings erfüllen die Erdölbohrungen diese Aufgabe.

An den Zechstein schließt sich der Buntsandstein an, der im SO zwischen Saale und Elster und im NW (Eichsfeld) ausgedehnte Flächen bedeckt, während die Mitte des Senkungsfeldes von Muschelkalk und Keuper gebildet wird.

Auffallend ist im Thüringer Becken und Gebirgsland das Fehlen der Basalte, die auch im übrigen saxonischen Gebiet (Harz, Niedersachsen) nicht vorhanden sind und nur an die rheinische Störungsrichtung (Leinetalgraben) gebunden zu sein scheinen. Darin zeigt sich ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem südlichen Vorland des Thüringer Waldes (Fränkische Scholle), wo Basalte (Dolmar) und Phonolithe (Heldburg) eine Rolle spielen und zum Teil an ganz schmale Störungen (Grabfeld) gebunden sind. Möglicherweise hängt dies damit zusammen, daß die südlichen Gebiete während der Tertiärzeit eine Senkungsscholle darstellten, die die Aufpressung eruptiven Materials stärker förderte als die nördlichen Gebiete der Heraushebung.

**Kyffhäuser.** Südlich des Harzes wird der Buntsandstein horstartig vom Kyffhäuser durchragt (Abb. 39). Der alte, von

Zechstein umgebene Gebirgskern ist ein Stück weit, nach NNO zu, einseitig hinaufgepreßt und zeigt jetzt ein hochliegendes Stück des thüringer Untergrundes, der durch seine starke Metamorphose von dem des Harzes abweicht und als Rest der sogenannten „Spessartachse“ meistens mit den Gesteinen von Ruhla im Thüringer Wald verglichen wird. Erdmagnetische Aufnahmen sprechen freilich gegen einen solchen Zusammenhang und deuten zum mindesten auf eine transversale Störung zwischen beiden Gebieten. Neben älteren Paragneisen finden sich hier gleichfalls gestreckte und kataklastische Orthogneise, die von einem wohl oberkarbonischen Granit durchbrochen wurden. Diese Gesteine, die nur am Nordrand auftreten, werden von einer Decke des obersten Oberkarbon (Mansfelder Schichten) und Rotliegendem überdeckt.

Da der Kyffhäuser nur im Norden von einer stärkeren Randstörung begleitet wird und gegen Süden zu allmählich sich abdacht, ist er als ein tektonisches Gegenstück (Kippscholle) zum Harz an-

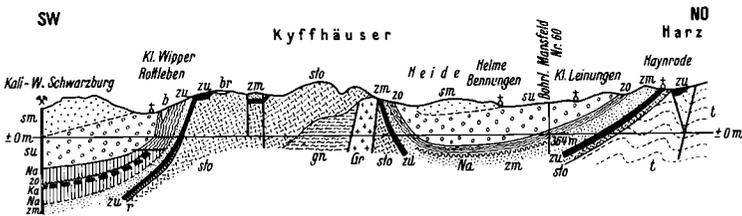


Abb. 39. Profil durch den Kyffhäuser. Nach E. ZIMMERMANN.  
 gn = Gneis; Gr = Granit; t = Devon; sto = Oberkarbon; r = Rotliegendes; zu, zm, zo = Zechstein; Na, Ka = Steinsalz, Kalisalz; su, sm = Buntsandstein; b, br = Tertiär.

zusehen. Nach Osten findet er über die Bottendorfer Höhe (Zechstein) seine morphologische Fortsetzung in der „Hermundurischen Scholle“ (Abb. 36), die — südlich von der Finnestörung begleitet — als junge Form des saxonischen Schollenbaues bis an den Rand des alten Gebirges (Bergaer Sattel) bei Gera verfolgt werden kann. Nördlich von ihr liegt die Senkungszone des Eichsfeldes, der Goldenen Aue und der Querfurter Mulde, in der die junge Tektonik durch Salzauslaugung stark beeinflusst wurde, teilweise sogar so stark, daß die Sedimentation jüngerer Ablagerungen (Braunkohle des Geiseltales usw.) durch diese Senkungsräume vorgezeichnet erscheint (Abb. 14).

**Harz.** Auch der Harz stellt wie der Thüringerwald ein Gebirge mit variscischer Struktur, aber herzynischer Kontur dar. Seiner Gesteinszusammensetzung und seinem Aufbau nach bildet er die nordöstliche Fortsetzung der südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges (Abb. 40). Dieselben Faltenzüge, die im Sporn des

Kellerwaldes tief in die Triastafel eindringen, kommen im Harz wieder zutage<sup>1)</sup>. Die mesozoischen Tafeln des hessischen Berglandes verhüllen aber die unterirdische Verbindungsstrecke zwischen beiden Gebirgen, bis auf das Grauwackengebirge von Witzenhausen.

In seiner heutigen Gestalt bildet der Harz eine NW—SO gestreckte Ellipse, die im Nordosten durch ein ziemlich geradliniges Bruchsystem abgeschnitten und teilweise sogar nach NO überschoben ist (Goslar). Nur im Norden steigt das Gebirge steil aus dem Hügelland empor, während es im SW unter die jüngeren Deckschichten flacher einfällt. Dieser Typus einer „Kippscholle“, wie er für die saxonische Tektonik Mitteldeutschlands (z. B. NW—SO Eintauchen des Unterharzes) überhaupt bezeichnend ist, entstand, wie die ganze heutige Gestalt des Gebirges, erst zur Zeit der oligozänen (?) Braun-

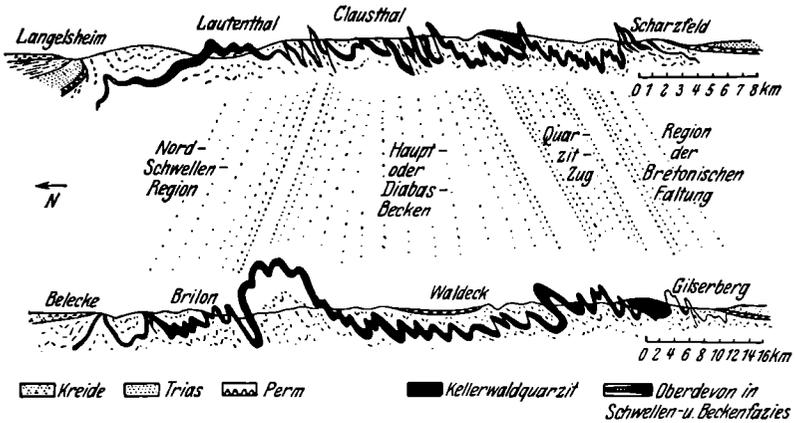


Abb. 40. Die Beziehungen zwischen Oberharz (oben) und Kellerwald (unten). Nach H. SCHMIDT.

kohle und dauerte bis ins Diluvium an, während verschiedene Hebungstadien (kimmerische und saxonische Faltung), die durch die allmähliche Transgression der Kreide angedeutet sind, dieser vorangingen.

Der innere Aufbau der variscischen und vorvarcischen Orogenese konnte erst gegliedert werden, seitdem auch die stratigraphische Gliederung feststand und die früher unbestimmten Komplexe der „Tanner Grauwacke“, der „Stieger Schichten“ (Unterkarbon) und der „Ackerbruchberg-Quarzite“ größtenteils als Äquivalente der Grenzschichten zwischen Devon und Karbon festgelegt wurden.

Kristalline Schiefer höherer Metamorphose fehlen im Harz ganz, nur im SO (Wippraer Zone) des Unterharzes sind metamorphe Bildungen der Epizone verbreitet. Dagegen sind die Formationen vom

<sup>1)</sup> H. SCHMIDT, Der ursprüngliche Zusammenhang zwischen Harz und Rhein. Schiefergebirge. Naturw. 1931, 19, S. 911.

Silur bis zum Karbon vorhanden (Abb. 41) mit präkarbonen, interkarbonen und postkarbonen Massengesteinen von sehr verschiedenem Charakter. Das Plateau des Unterharzes setzt sich vorwiegend aus sehr mannigfaltig ausgebildetem Devon zusammen, der Oberharz dagegen aus Kulm. Oberkarbon und Rotliegendes treten nur in den äußeren Randsenken auf, der Zechstein umrahmt dagegen das ganze Gebirge und ist am Nordrand zusammengepreßt und steilgestellt. Während des Mesozoikums war der Harz bis zum Emscher vom Meere überdeckt, taucht erst am Ende dieser Periode empor und war wahrscheinlich seitdem nicht wieder (nur randlich; Oligozän von Thale) überflutet. Während der Unteren (vom Emscher an) und Oberen Kreide bildete er ein Küstengebiet.

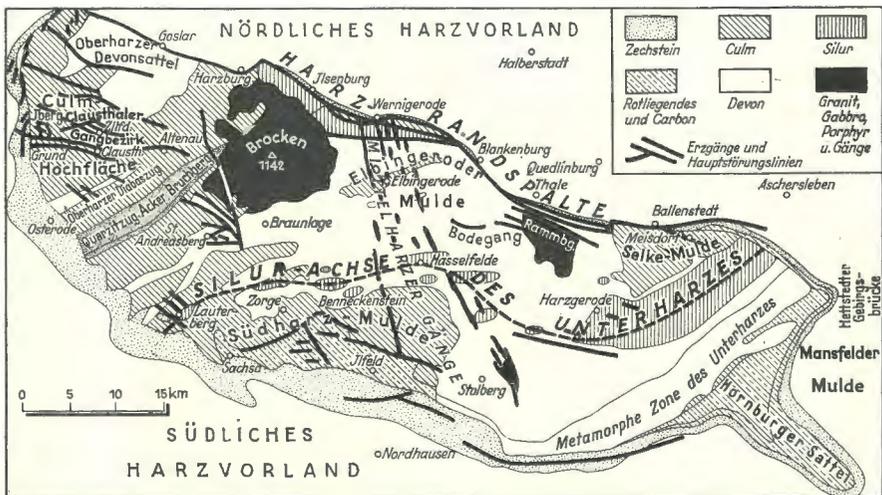


Abb. 41. Tektonische Skizze des Harzes. Nach SCHRIEL und DAHLGRÜN.

Ältere Orogenese kaledonischen Alters mit NO—SW-Richtung ist besonders im Unterharz vorhanden. Die Hauptfaltung gehört aber der Sudetischen Phase an. Wichtige Züge dieses Baues sind der auch morphologisch hervortretende Ackerbruchberg-Quarzit, der zum W-Rand des Brocken fortsetzt und die geologische Grenze zwischen Unter- und Oberharz darstellt, und andererseits im Unterharz die S-förmige gebogene Silurachse (Lauterberg—Zorge—Beneckenstein—Hasselfelde im Westen und der breite Silursattel im Osten). Überkipnungen und Überschiebungen zum Teil von deckenartigem Charakter spielen hier eine Rolle, während gegen Südosten die Faltungsintensität und damit die Metamorphose wesentlich zunimmt, so daß Phyllite, Serizitschiefer usw. entstehen konnten.

Nördlich dieser Silurachse liegt das Gebiet der Elbingeröder Schalsteinsattel, die anscheinend von Wissenbacher Schiefnern des

Mitteldevons ummantelt werden und daher als tektonisches Fenster vom Oberharzer Typus unter einer Unterharz-Überdeckung angesehen werden. Von diesem Gebiet ausgehend, hat man den Aufbau des ganzen Mittelharzes durch drei übereinander geschobene Decken (Oberharzer Zone, Unterharzer Zone und Stieger Zone) gedeutet (KOSSMAT), der besonders am Fenster von Elbingerode, an der Überschiebung von Stiege und Hasselfelde gut erkennbar ist. Auch spricht dafür, daß die Stärke der Faltung von SO nach NW abnimmt. Der Ackerbruchbergzone kommt dabei die Rolle einer trennenden Schranke zu, da im Oberharz nur der Iberg b. Grund als Deckscholle (?) angesehen wird.

Im Gebiet des Oberharzes wird durch die Clausthaler Erzgänge der nördliche Teil des Oberharzer Devonsattels (Romkerhall) von der einförmigen Kulmhochfläche des SW-Harzes getrennt, aus dem sich nur die steilgestellten und nach NW überkippten Isoklinalfalten des Oberharzer Diabaszuges herausheben. Von Bedeutung für den Bau sind auch die sogenannten Ruscheln, Dislokationsspalten mit zerquetschtem Nebengestein erfüllt, die wohl auf Überschiebungen zurückzuführen sind; ebenso die NW—SO streichenden, zum Teil von Erz erfüllten, meist postvariscischen Spalten (Clausthal, Andreasberg, Lauterberg), die im ganzen Harzgebiet auftreten und einem alten System von Querstörungen entsprechen, an dem einzelne Schollen auch horizontal verschoben und verbogen wurden. Nur der Ockergang (NNW) bei Andreasberg weicht von dieser Richtung ab. Wahrscheinlich sind diese Störungen älter als die tertiären Randbrüche, wenn sie mit ihnen auch die Richtung gemeinsam haben. Im Unterharz sind die Gangspalten meist kürzer und haben nirgends zu ergiebigem Bergbau Anlaß gegeben.

Auch die Eruptivgänge folgen, besonders im Mittelharz, einer fast nord-südlichen Richtung und treten vor allem in der stärksten Verbiegungszone auf. Gleiche Richtung scheint auch die Förderzone des Brockengranites zu haben, wenn man den steilgestellten Ilsesteingranit dafür ansieht (CLOOS).

Morphologisch bildet das **Brockenmassiv** die Fortsetzung der SW—NO streichenden Ackerbruchbergzone. Die granitischen Gesteine, die schon Vorläufer im Harzburger Gabbro und Diorit der Steinernen Renne haben, treten als ein Biotitgranit der Kernzone und des eigentlichen Brockenmassivs auf, der von mikropegmatitischen und porphyrischen Randzonen umgeben wird (Abb. 42). Devon und Kulm der Umgebung sind durch Kontaktmetamorphose (innerer und äußerer Kontakthof) stark verändert. Ganz isoliert erscheint das Massiv des Ramberggranits bei Thale, dessen Kontakthof von der Bode (Roßtrappe) ausgezeichnet angeschnitten ist. Im Bode-

gang, der aus feinkörnigem Porphyr besteht, ist eine Apophyse oder ein Nachschub des Ramberggranites erhalten, der sicher auch post-unterkarbonisch ist.

Der Granit wurde wohl schon während des Oberkarbons abgetragen und sein Material nach O und SO geführt, wo wir ihn nach

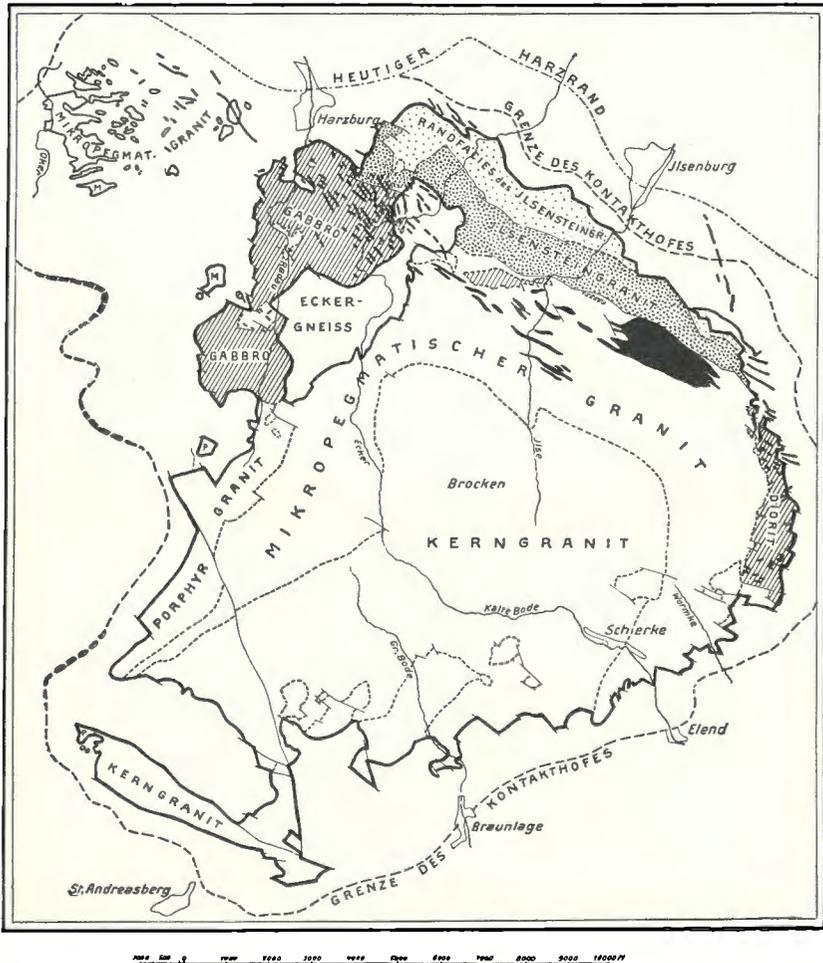


Abb. 42. Kartenskizze des Brockengebietes. Nach ERDMANNSDÖRFER und CLOOS. Aus v. BUBNOFF, Geol. von Europa II, I. Verl. Gebr. Bornträger.

älterer Auffassung noch in den Konglomeraten am Kyffhäuser und den oberkarbonischen Konglomeraten im Liegenden der Mansfelder Mulde antreffen sollen.

Im Oberkarbon bildeten sich auch die zusammenhängenden Becken von Ilfeld-Meisdorf (Selkemuße bei Ballenstedt) und im Osten die Halle-Mansfelder Mulde, als Sammelräume des Abtragungsmaterials, in denen Oberkarbon, Rotliegendes und Zech-

stein abgesetzt wurden. In dieser Senke kamen auch die Kohlen von Wettin-Löbejün zur Ablagerung, die dem obersten Oberkarbon angehören. Durch die Saalische Phase (?) wurden dann noch O—W verlaufende Spezialfaltungen erzeugt, die in dem Hornburger Sattel und der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke (die die Staßfurter und Mansfelder Mulde trennt) erkennbar sind (Abb. 43). Diese Hallesche Senke (Saalesenke) mit ihren Porphyren (Bitterfeld, Petersberg) weist nach Süden auf die Oberhöfer Mulde als Fortsetzung und trennt die rheno-herzynische Faltungszone (zu der die Harzfalten und -decken gehören) von der saxo-thuringischen. Sie ist ihrerseits von der Ilfeld-Meisdorfer Senke durch die Kyffhäuser Zone getrennt, die vielleicht in der metamorphen Zone des Südostharzes ihre Fortsetzung findet. Auch eine Verbindung der Saalesenke mit dem Rotliegenden des Katzbachgebirges in Schlesien wurde am Außenrand des variscischen Gebirges angenommen.

Die Senkungsgebiete des östlichen Harzvorlandes wurden schließlich zu Ablagerungsräumen für Stein- und Kalisalze, die in der Staß-

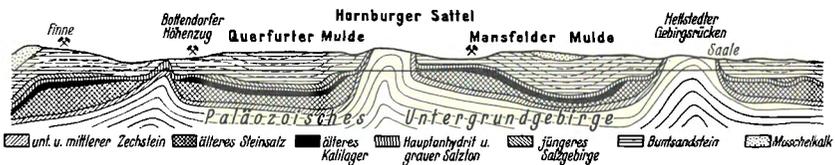


Abb. 43. Die Querfurter und Mansfelder Mulde. Nach FULDA.

furter und Mansfelder Mulde (Abb. 43) in großer Mächtigkeit zum Absatz kamen. Darüber bildeten sich Schichten des Mesozoikums und schließlich die eozänen Braunkohlen, die sich weit nach Sachsen hinein erstrecken. An vielen Stellen ist ihr Vorkommen an Einsenkungen gebunden, die teils durch saxonische Tektonik, teils durch Auslaugung der Zechsteinsalze und darauf folgender Senkung entstanden (Abb. 14).

**Harzvorland.** Die alten Schiefer des Harzgebirges biegen an dem nördlichen Randbruch in die Tiefe und verschwinden unter den jüngeren Schichttafeln des Vorlandes, wo mesozoische Ablagerungen reich entwickelt sind. Die Pressungen und Faltungen an dieser Flexur des Harzrandes waren so stark, daß Zechstein, Trias und Jura steil stehen oder teilweise ganz ausgequetscht wurden. Stellenweise treten sie nur in schmalen Streifen zutage und selbst die älteren Kreideablagerungen wurden überkippt. Die dem Harz vorgelagerte Senke ist in breite Falten zerteilt, deren Einmündungen von Kreide erfüllt sind. In hohen Mauern sind die senonen Quadersandsteine in der Teufelsmauer bei Timmrode und dem Regenstein bei Blankenburg entwickelt. Salzauslaugung spielt bei diesen Mulden- und Sattel-

zonen eine große Rolle, und die Aufpressungen der Salzhorste, an die nicht nur die Kalisalze, sondern auch die Erdölvorkommen gebunden sind, gestalten andererseits das tektonische Bild. Ihre Anordnung auf Linien parallel zum Harzrand, an denen das Salz in die Höhe gepreßt wurde, geht aus Abb. 20 hervor. Es handelt sich hier hauptsächlich um eine Schrägschollentektonik, durch die Schmalsättel und Breitmulden entstanden, die teilweise, wie z. B. der Salzgitterer Höhenzug, auf kimmerische Faltung zurückzuführen sind. Saxonische und nacholigozäne Aufwölbungen haben weiter gestaltend

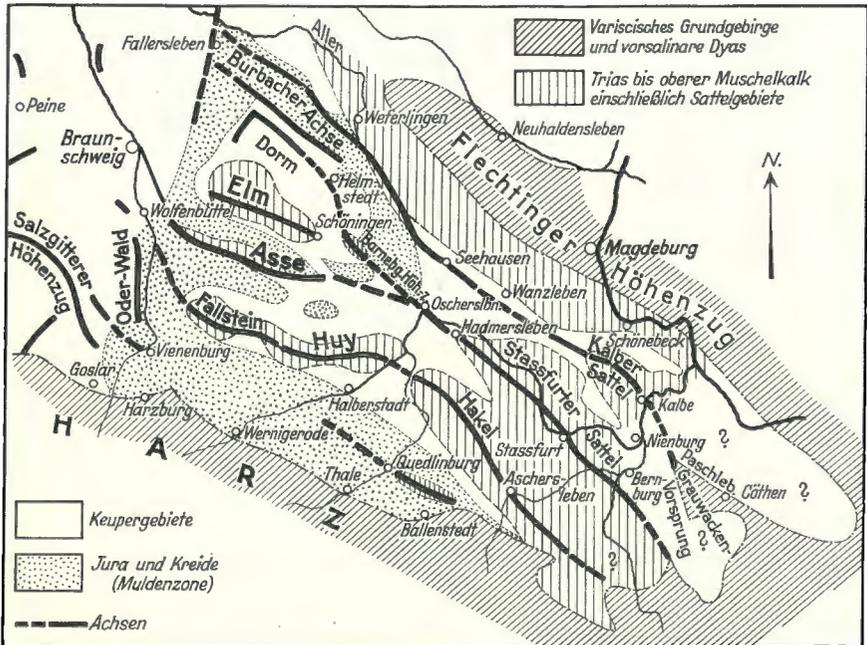


Abb. 44. Tektonische Skizze des subhercynen Beckens.  
Nach G. BRINCKMEIER.

eingewirkt, wozu noch im nordwestlichen Vorland des Harzes eine Faltenvergitterung zwischen rheinischer und herzynischer Richtung hinzukommt (Abb. 44).

Nach Nordosten schließen sich, in den wieder aufsteigenden Schollen, die Muschelkalkrücken des Huywaldes, Großen Fallsteines usw. von der Saale bis zur Oker an, in deren langgestreckten Sätteln auch der Buntsandstein stellenweise noch durchbricht. Es folgt dann, gleichfalls mit herzynischem Streichen, die Helmstädter Mulde (Abb. 44) und der Flechtinger Höhenzug, an dessen Aufbau hauptsächlich Kulm, Arkosen- und Eruptivgesteine des Rotliegenden beteiligt sind, die nordöstlich und später östlich streichen. Jenseits des Magdeburger Uferrandes (Ohre-Katzbach-Abbruch) versinken



die paläozoischen und mesozoischen Schichten unter der tertiären und diluvialen Decke in die Tiefe.

**Wesergebirge und Teutoburger Wald.** Als westliche Fortsetzung des Harzes trennt eine Gebirgsschwelle die mitteldeutsche Triastafel von der norddeutschen Tiefebene. In diesem Saxonischen Faltenland (Abb. 45 und 46) sind, ähnlich wie im Thüringer Becken, nur die postvariscischen Schollen innerhalb des alten Rahmens gefaltet, zerbrochen und randlich überschoben worden.

An die Kreidemulden westlich des Harzes schließt das Wesergebirge und westlich des aufschlußreichen, vom Weserdurchbruch geschaffenen Juraprofils der Porta Westfalica das Wiehengebirge an, dessen Schichten allmählich unter die Kreide der Hannoverschen Tiefebene hinabtauchen. Bei Osnabrück vereinigen sich die Ausläufer des Wiehengebirges mit denen des Teutoburger Waldes, um an dem kleinen aus gefaltetem Oberkarbon bestehenden Horst von Ibbenbüren ihr Ende zu finden.

Der Teutoburger Wald entwickelt sich aus dem schon älter (kimmerisch) gebildeten Eggegebirge (Abb. 45) und wurde durch einen von SW kommenden Druck aufgepreßt, wobei längs der Scheitellinie ein Abbruch der SW-Hälfte

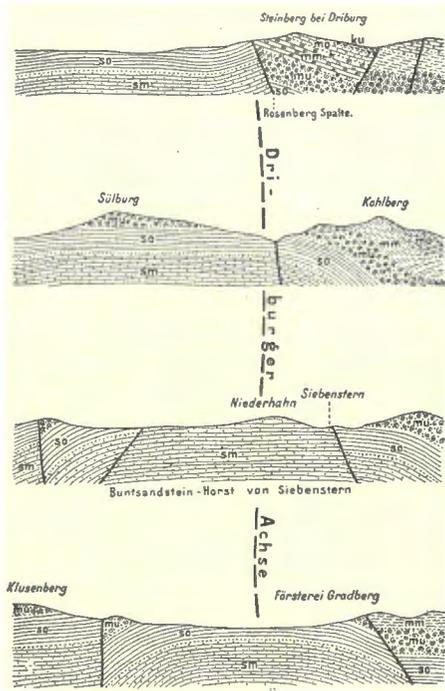


Abb. 46. Vier Profile durch die kimmerische Faltung der Driburger Achse (Eggegebirge) (s. auch Abb. 45). Nach STILLE. Aus WILCKENS. *sm, so* = Buntsandstein; *mu, mm, mo* = Muschelkalk; *ku* = Keuper.

stattfand. An anderen Stellen wurden sogar Teile des Gebirges übereinandergeschoben (Osningüberschiebung — Abb. 25). Der Schichtenbau, an dem vor allem Jura und Kreide beteiligt sind, und die Diskordanzen, vor allem aber die Transgression der Oberkreide von der Münsterschen Bucht aus zeigen, daß die ältesten Störungen nur das östliche Eggevorland mit flacher Faltung betroffen haben, die von streichenden Verwerfungen zerstückelt wurde, noch bevor die untere Kreide transgredierte. Es sind die gleichen Störungen am Rand des Rheinischen Schiefergebirges gegen die Hessische Senke,

die wenig südlich noch weitere Staffeln und Abbrüche der Trias-Jura-Schichtenfolge schufen. So entstanden vier Faltungsachsen von meist südnördlichem Verlauf und geringer Ablenkung gegen NW. Diesen vier kimmerischen Achsen stehen die Osning- und die Osna-brücker Achse gegenüber, an denen neben Trias auch Jura und Unterkreide beteiligt sind und deren Faltung (saxonisch) als vor-oligozän feststeht. Man kann diese cheruskischen Achsen auch weiter wie die kimmerischen verfolgen, da sie von der holländischen Grenze (oder sogar von dem Zuidersee) durch ganz Nordwestfalen bis in das Weserbergland ziehen. Die räumlichen Zusammenhänge zeigen STILES Karte (Abb. 45) und die Profile (Abb. 46).

In diesen zusammengepreßten Schollentafeln, die dem seitlichen Schub nicht ausweichen konnten, trifft man Bruch- und Faltenbildungen in engster Vereinigung. Während der Oberkreide, die von Westen her transgredierte, fanden die stärksten Zusammenschübe statt, aber auch noch im Tertiär traten erhebliche Bewegungen ein. Östlich der Weser hat die saxonische Faltung dagegen vor allem Muldenformen geschaffen, wie sie in Hils, Ith, Sieben Bergen, bei Hildesheim und im Salzgitterer Höhenzug (Abb. 44) uns entgegentreten.

### 3. Das Rheinische Schiefergebirge.

Das Rheinische Schiefergebirge, als dessen vorgeschobener, aber isolierter Vorposten der Harz, seiner Gesteinsfolge und Gestaltung nach, angesehen werden kann, bildet einen alten Gebirgsrumpf, der nach seiner Einebnung in der Nachkarbonzeit wieder gehoben wurde. Dann haben der Rhein und seine Nebenflüsse tiefe Furchen in das Hochland eingegraben. Zwischen Bingen und Bonn durchschneidet der Rhein den Sockel dieses karbonischen Faltenlandes und gewährt uns tiefe Einblicke in den alten Aufbau, während die eingeebnete Hochfläche fast nichts mehr davon erkennen läßt. Die ältere Tektonik ist dadurch noch nicht überall geklärt. Es finden sich da nach NW überlegte Falten und nach SO einfallende Brüche und Überschiebungen von zum Teil beträchtlichem Ausmaß. Spalten in thüringischer Richtung, die offenbar in ihrer Anlage alt sind, aber später aufs neue wieder belebt wurden, durchsetzen diesen Bau und haben, vor allem im N und O, einen Wechsel von Horst und Grabenzonen, zum Teil mit horizontalen Randverschiebungen erzeugt. Meist wurden dabei die SW-Schollen nach NW zu versetzt.

Betrachten wir die schmetterlingsförmigen Umriss der Rheinischen Masse (Abb. 47), so können wir eine Reihe von Gruppen verschiedenen Alters unterscheiden. Neben dem Vorland des Brabanter Massivs im Norden, stellen die Antiklinale von Stavelot-Rocroy (Kambrium) im Norden und Teile des Hunsrück und Taunus im Süden

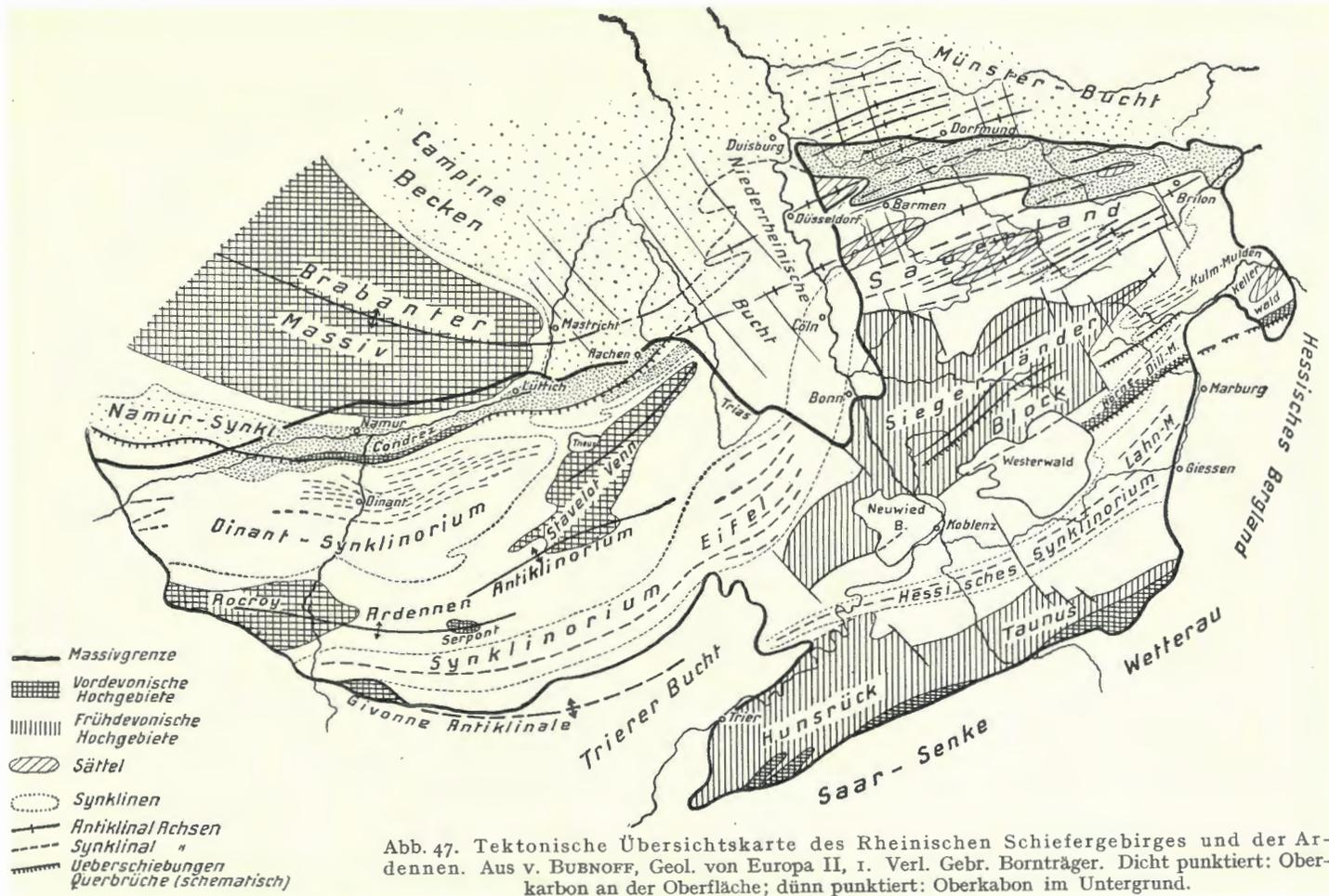


Abb. 47. Tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen. Aus v. BUBNOFF, Geol. von Europa II, 1. Verl. Gebr. Bornträger. Dicht punktiert: Oberkarbon an der Oberfläche; dünn punktiert: Oberkarbon im Untergrund.

weitere kaledonische Faltungskerne dar. Nur wenig jünger ist der Siegerländer Block im Osten, zu dem im Westen ein Gegenstück fehlt; vielleicht haben wir dies im Untergrund des Senkungsgebietes der Trierer Bucht zu suchen.

Zwischen diese alten Schollen verteilt, finden wir Devon und Karbon in mehreren Synklinorien angeordnet. Dazu gehören im Osten das westfälische Kohlenrevier (Abb. 18) und im Westen das Synklinorium der Kohlenfaltung der äußeren Ardennenmulden (Namur—Dinant). Weiter südlich folgen die Falten der Eifel im Westen, des Sauerlandes im Osten und schließlich die bretonisch gefaltete Zone des hessischen Synklinoriums und der Lahnmulde (Abb. 49), die bis zum Kellerwald reicht. Die starke Verschuppung und der Tiefgang der Falten erinnert im Lahn- und Dillgebiet an den Deckenbau des Harzes. Engere Beziehungen sind aber nur zwischen Harz und Kellerwald (Abb. 40) festgestellt worden.

Die äußere Umgrenzung der Rheinischen Masse ist im Westen und Norden durch Transgressionen, sonst meist durch jüngere Brüche bestimmt. Wie in anderen Mittelgebirgen haben wir auch hier die Gestaltung des variscischen Untergrundes und die jüngere Gestaltungsgeschichte zu unterscheiden. Wenden wir uns zunächst der ersteren zu.

**Hohes Venn.** Ebenso wie unter den Alpen, im Mt. Blanc, ein Teil des variscischen Untergrundes aufragt, so erscheint im Rheinischen Schiefergebirge ein Teil des kaledonischen Gebirges im Hohen Venn. Die flachgewölbte Hochfläche besteht aus so gut wie fossilereen, phyllitischen Schiefern und Quarziten, die ihrer Lagerung nach vordevonisch sind. Nach NW ist dieser alte Gebirgskern auf die devonischen Falten des Vorlandes geschoben.

**Taunus.** Ähnlich in ihrer Ausbildung sind die Gesteine am Südrand des Taunus, dessen Quarzite auf weite Erstreckung hin flach nach N auf das Unterdevon überschoben und mit diesem gefaltet wurden; doch liegen eigentliche Überschiebungsdecken nicht vor.

Im wesentlichen besteht sonst das innere Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges aus kambrisch-silurischen bis unterkarbonischen Ablagerungen; devonische Schichten, die in einer Mächtigkeit von mehreren tausend Metern abgelagert wurden, überwiegen jedoch weitaus und sind in SW—NO streichende Falten gelegt, aus denen im Hohen Venn und zwischen Hochwald und Taunus ältere Gebirgskerne aufragen. Granite fehlen fast vollständig (und sind nur bei Lammersdorf im Hohen Venn vorhanden); devonische Porphyre kommen im Lennegebiet vor. Die Diabase wurden schon früher erwähnt. Postvariscische Ergußgesteine fehlen dagegen bis

auf einige Kersantite und Quarzporphyre im Taunus und Hunsrück, die möglicherweise nachkarbonisch sind. Nur die Auswürflinge des Laacher Sees, unter denen neben Graniten und Dioriten auch Gneise vorkommen, zeigen das Vorhandensein des alten Grundgebirges im Untergrunde an.

**Rheinisch-westfälisches Steinkohlengebiet.** Am Außenrand des Gebirges haben sich dann die gewaltigen Ablagerungen des produktiven Oberkarbons gebildet, die im Aachener und Westfälischen Kohlenrevier als eine Fortsetzung des breiten Kohlengürtels erscheinen, der von Südengland über den Pas de Calais nach Belgien zieht. In Westfalen haben diese eine Mächtigkeit von 5—7000 m (einschließlich der 2000 m der obersten Schichten — Piesbergzone — im Norden bei Osnabrück). Wie Tiefbohrungen erwiesen haben, sind die Aachener Kohlenfelder unterirdisch in einem sigmoidalen Bogen mit den westfälischen verbunden. Das Profil (Abb. 48) läßt erkennen, daß der Nordrand die Tendenz zu Überfaltungen und Überschiebungen nach Norden hat. Die Überschiebungen (Sutan—Satanella—Hattinger Überschiebung) zeigen Verschiebungsbeiträge von 1—2,5 km. Daneben sind Schauelflächen und horizontale Blattverschiebungen sehr häufig. Vor allem aber auffallend ist die Gestaltung der unteren Zickzackfalten (s. Profil), die als Beweis für eine Bewegung während der Sedimentation (Volltrogleitung — BOETTICHER, HAARMANN) angesehen werden. Die Ausbreitung der flözführenden Schichten im Norden, besonders in der belgischen Campine und der holländischen Provinz Limburg, faßt Abb. 18 zusammen.

**Siegerland.** Die Gestaltung des Siegerländer Blockes (Abb. 47) beeinflusste, ebenso wie das kaledonische Vorland (Brabanter Masse), die ganze spätere Entwicklung des rheinischen Gebietes. Die Siegerländer Fal-

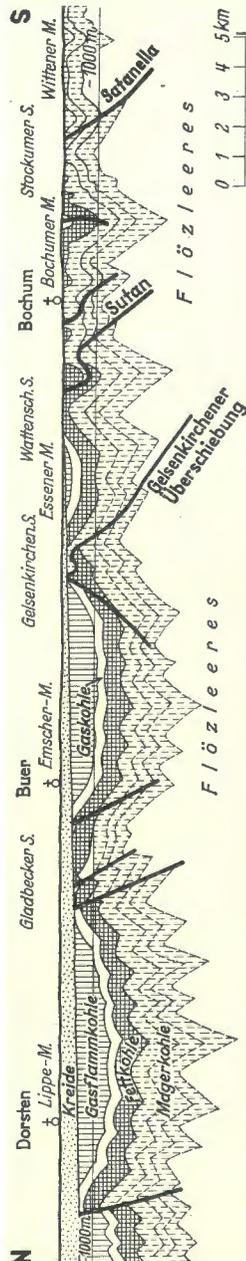


Abb. 48. Querprofil durch die niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenablagerungen auf der Linie Herzkamp-Buer-Dorsten. Nach KUKUK.

tung („präsideritische Faltung“ — DENCKMANN), soll dem Unterdevon angehören, was aber mehrfach bestritten wurde.

**Eifel und Sauerland.** Die S-förmige Verlängerung des Doppelsynklinoriums, das sich östlich und westlich des Rheins verfolgen

läßt, beruht wohl auf einer Verbiegungstendenz, die der ganzen Masse eigentümlich ist und sich auch noch in den karbonischen Ablagerungen ausprägt. Die Eifelmulden (Gerolstein, Prüm usw.), sind einfach gebaut, durch zahlreiche Längs- und Querbrüche kompliziert, die jüngerer Entstehung sind und mit denen tertiäre, quartäre und alluviale Vulkanausbrüche in Zusammenhang stehen.

**Lahn- und Dillgebiet.** In der Lahnmulde sollen sich 5 verschiedene bretonische Unterphasen der Bewegung feststellen lassen, während die Dillmulde noch sudetische Faltung aufweist (Abb. 49). Im Süden wird das Lahngebiet von unterdevonischen Tau-nusgesteinen (Wetzlarer Überschiebung) überdeckt.

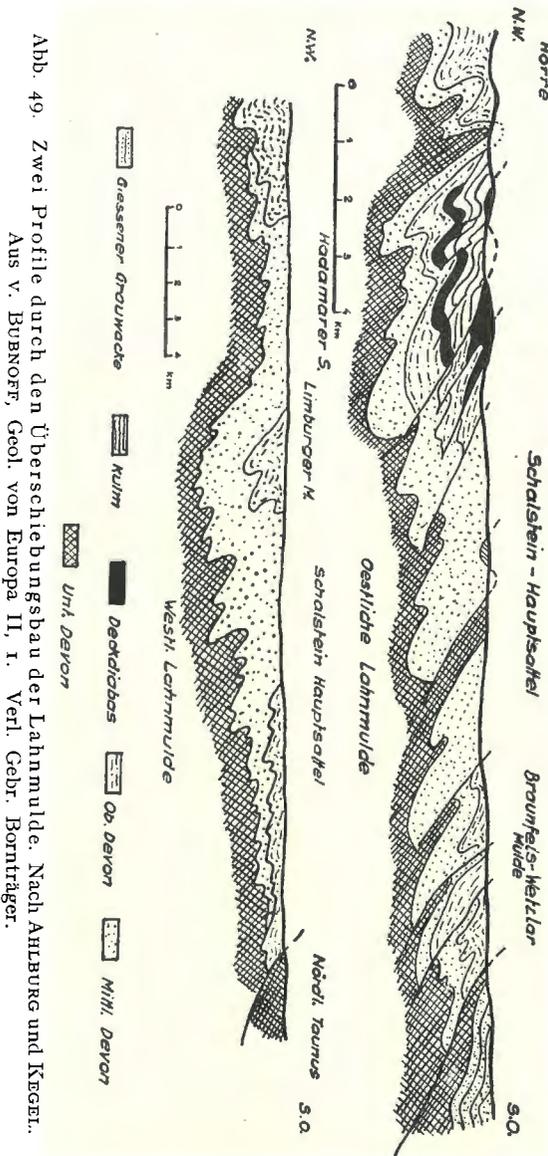


Abb. 49. Zwei Profile durch den Überschiebungsbau der Lahnmulde. Nach Anlburg und Keger. Aus v. BUROFF, Geol. von Europa II, 1. Verl. Gebr. Bornträger.

**Nachvariscische Gestaltungsgeschichte.** Schichten des älteren Mesozoikums sind nur noch in wenigen Resten an den Außenrändern erhalten. Am Ende der Jurazeit wurde das Gebirge mit dem NW sich anschließenden Gebiet horstartig gehoben und während

der unteren Kreidezeit eines Teiles seiner Sedimente entblößt. Das flache Meer der oberen Kreide (Transgression) erfüllt sodann die ganze breite Senke von der belgischen Grenze bis zur Münsterer Bucht und zum Teutoburger Wald. Bei Aachen, Essen usw. liegen die Schichten zu Tage direkt auf Karbon, in der Münsterer Bucht liegt das Steinkohlengebirge in der Tiefe, vielfach 1500 m und tiefer, darunter. Die Kölner Bucht teilt dieses nördliche Kreidevorland in zwei Teile (Kreide von Aachen und Münster).

In der Tertiärzeit wurde, wie das Oberrheingebiet, auch das einheitliche Gebirgsland des Rheinischen Schiefergebirges durch große Einbrüche zerstückelt. Von NW drangen die Randbrüche der Kölner Bucht, von SW die Trierer Bucht, von S die Oberrheinische Tiefebene und von Osten die Bucht des Burgwaldes (Marburg) und die Bucht von Arolsen herein. Tertiäre Eruptivgesteine (Hocheifel, Siebengebirge, Westerwald usw.) finden gleichzeitig den Weg zur Oberfläche, während sie im Harz und seiner Nachbarschaft gänzlich fehlen. Sie sind an die Dislokationen gebunden.

Im Inneren bildet das **Neuwieder Becken** ein breites Senkungsfeld, in dem neben Phonolith, Basalt und Trachytausbrüchen sich mächtige Bimsstein-, Tuff- und Aschenmassen anhäuften. Der Laacher See, der durch eine gewaltige Maarexplosion entstand, gehört mit seinen randlichen Vulkanbildungen in dieses Gebiet. Gleiche Erscheinungen zeigen uns die mitteldevonischen Gebiete der Eifel, deren versteinungsreiche Schichten im W von Buntsandstein, sonst vielfach von vulkanischen Aschen und Laven (Gerolstein) überdeckt werden. Diese größtenteils in der Diluvialzeit entstandenen Vulkankegel und Lavaströme sind zum Teil nur wenig durch Abtragung verändert, so daß man den Eindruck eines frischen Vulkangebietes erhält. Am bezeichnendsten sind jedoch die wassererfüllten Maare, die über das Plateau verteilt sind. Räumlich schließen sich diese Erscheinungen an die älteren des Siebengebirges und Westerwaldes an.

Die **Kölner Bucht** stellt einen spitzwinkligen Einbruch des Nordrandes dar. Die Verwerfungsspalten laufen der Richtung des Mittelrheintales annähernd parallel. Es sind Brüche der thüringischen Richtung, die, ebenso wie die großen Quersprünge des Aachener Gebietes gegen N zu einschwenken; der rechtsrheinische Bruch verläuft mehr in nördlicher Richtung. Nach Rückzug des Unteroligozänmeeres bildeten sich hier Süßwasser- und Flußablagerungen; Braunkohlenflöze lagerten sich, bis zu 100 m mächtig, während der Oberoligozän- und Miozänzeit ab (Vile zwischen Köln und Bonn).

Auch der Mittellauf des Rheines wird durch Brüche bedingt, die teilweise die Fortsetzung der Randspalten der Kölner Bucht

bilden. Seit dem Pliozän läßt sich durch die Kieseloolithschotter auf den Höhen des Rheinischen Berglandes der alte Rheinlauf verfolgen, der sich während der Heraushebung des Rheinischen Blockes allmählich immer tiefer einschneidet, wie wir an Terrassen und Talstufen des Rheins und der Mosel erkennen können.

**Saar-Nahe-Gebiet.** Zwischen dem Südfall des Hunsrücks und den Ausläufern der Karbonischen Gebirge im Oberrheingebiet (Haardt, Pfälzer Wald) liegt das Saar-Nahe-Gebiet eingesenkt. Dem Saarkohlenebiet fehlen die marinen Einschaltungen des westfälischen Reviers. Es handelt sich dort, wie bei den Flözen von Zwickau und Waldenburg, um limnische Ablagerungen, die aber auch eine Mächtigkeit von 5—6000 m aufweisen. Auch den darüber folgenden Rotliegendeschichten, die weit über die Grenzen der Karbonischen Senke übergreifen, sind schwache Kohlenflöze eingelagert, die aber, ebenso wie die Sandsteine, Konglomerate und Tonschiefer, von gewaltigen Eruptivdecken (Porphyren und Melaphyren) durchbrochen und überlagert werden.

Die Lagerungsform ist flachmuldenförmig, wobei die geringe Beeinflussung durch die Bewegungen (saalische und pfälzische Phase) des Variscischen Gebirges auffällt, dessen Abtragung, wie die Konglomeratbänke zeigen, schon lebhaft im Gange war. Die Einsenkung der Saarmulde setzt sich über den nördlichen Odenwald und die Wetterau nach Westthüringen und dem Unterharz fort (Saar-Selke-Mulde, in der die Abtragungsprodukte der nördlichen und südlichen Gebirge in der Form von Sandsteinen und Geröllmassen des Rotliegenden zur Ablagerung kamen).

#### 4. Die Oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge.

Aus den jüngeren Deckgebirgsschichten der Trias tauchen zu beiden Seiten des Rheinlaufes zwischen Mainz und Basel alte Gebirgsreste auf, die einstmals zusammenhängende Faltenzüge des Variscischen Gebirges bildeten und erst später durch den trennenden Einbruch des Rheingrabens geschieden wurden. Der nördliche und südliche Teil dieser Randgebirge zeigt insofern Unterschiede, als Schwarzwald und Vogesen sich spiegelbildlich entsprechen, während sich im Norden Odenwald und Pfälzer Wald nur zum Teil vergleichen lassen. Auf dem linken Rheinufer folgt, nördlich der Vogesen, das Buntsandsteingebiet der Haardt und weiter, als Ausläufer der Saarmulde, das Rotliegende der nördlichen Pfalz (Pfälzer Wald) und Rheinhessens, während sich an den Schwarzwald die Triassenke des Kraichgaus und der Odenwald anschließen. Sowohl für die Aufwölbung wie für die Bruchzerstückelung liegen sicher alte Anlagen

vor, die in den mesozoischen Sattelungen (stärker rechtsrheinisch als linksrheinisch) und der noch jüngeren Grabengestaltung wieder zum Ausdruck kommen<sup>1)</sup>. Sowohl die Bildung der Innensenken (Saar-Selke-Mulde und Oos-Saale-Senke usw.) wie des Rheintalgrabens, die sich in diesem Gebiet überschneiden, sind Gestaltungsformen des Reliefs, die weit über das Oberrheingebiet hinausragen. Schwarzwald und Vogesen haben, ihrer Gesteinszusammensetzung nach, ihre Analogien im Moldanubikum Böhmens, Odenwald und Spessart aber in Thüringen und im Erzgebirge. Die Grabensenke (Mittelmeer-Mjösenzone — STILLE), deren Anlage schon sehr alt ist (schon seit dem Rotliegenden durch NS-Brüche vorbereitet — West-

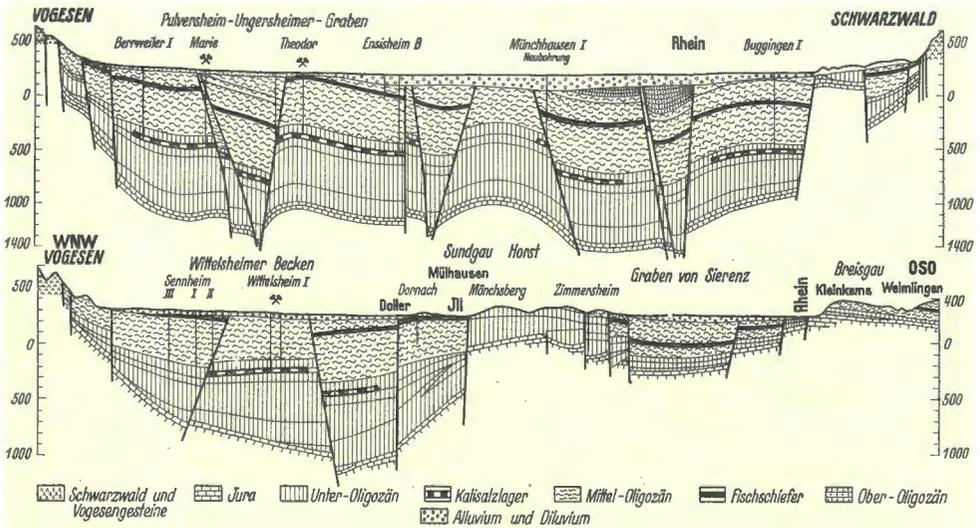


Abb. 50. Profile durch das Obere Rheintal und seine Kaliablagerungen. Nach W. WEGNER.

thüringer NS-Störung und Hühnerberggestein — Mesodiabas bei Schmalkalden), läßt sich so durch den größten Teil Mitteleuropas bis nach Norwegen verfolgen (Abb. 26).

**Geschichte des Rheintalgrabens.** Noch während der Jurazeit muß das oberrheinische Gebiet von einer zusammenhängenden Sedi-mentdecke verhüllt gewesen sein, wie vereinzelte Schollen und eingeklemmte Reste (Alpersbach — Abb. 54) zeigen. In der Kreide- und älteren Tertiärzeit stellte Südwestdeutschland ein Festlandsgebiet dar, während ein großer Teil des übrigen Mitteleuropa unter dem Meeresspiegel lag (Abb. 12). Im Mitteloligozän war der Senkungsvorgang, dessen Randbrüche wohl schon auf paläozoische Anlage zurückgehen, soweit gediehen, daß die Grabenfläche unter den Meeresspiegel sank.

<sup>1)</sup> RÜGER, Zur Frage der prämesozoischen Anlage des Rheintalgrabens. Bad. Geol. Abhandl. II, 1930, S. 120.

Von N und S brach das Meer herein, in Zusammenhang mit den rheinischen Spalten, die als Ausklang der Alpenfaltung die ober-rheinischen Gebirge zerstückelten, Schwarzwald und Vogesen, Odenwald und Haardt voneinander trennten (Abb. 51). Bis Hanau und Kassel lassen sich diese Brüche verfolgen, an denen Erdschollen gesenkt und gehoben wurden. Auch der Leinetalgraben ist als Fort-

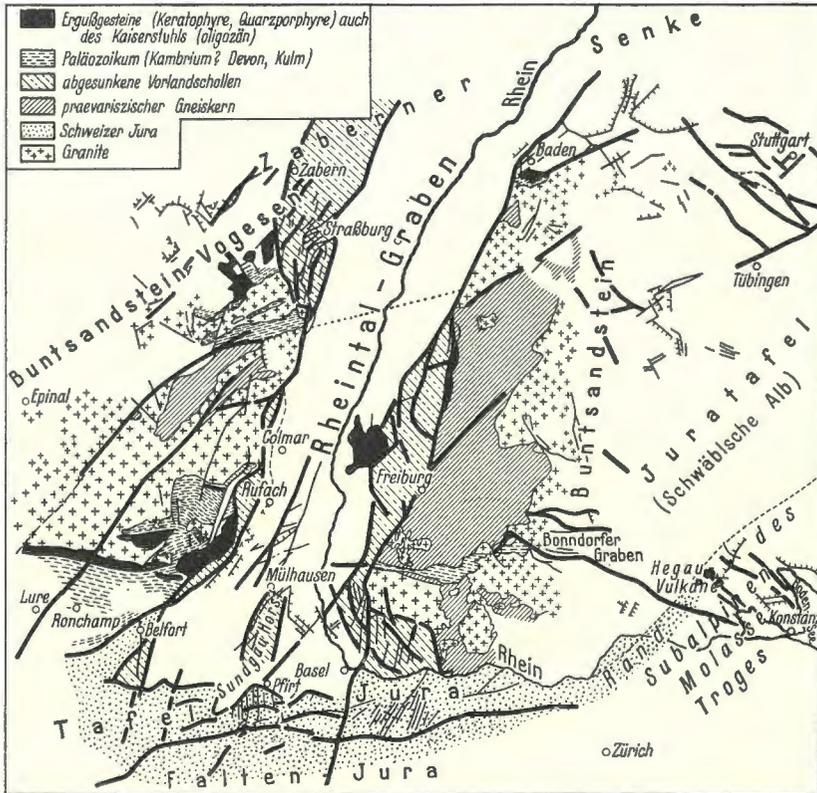


Abb. 51. Tektonische Skizze von Schwarzwald, Vogesen und Rheintalgraben. Nach KRAUS, WILSER, JUNG.

setzung anzusehen und die jungvulkanischen Gesteine von Rhön und Vogelsberg wurden gleichfalls an rheinisch gerichteten Spalten gefördert.

Der weitere Senkungsvorgang des Rheintalgrabens (Abb. 50) klemmte vielfach kleinere und größere Schollen von Jura und Trias an den Randbrüchen ein, die zum Teil jetzt noch als deutliche Geländestreifen in den Vorbergen (Schönberg bei Freiburg i. Br., Bastberg bei Buchweiler im Elsaß) erhalten sind (Abb. 54). Die Trias- und Juraschollen des eingebrochenen Gewölbes aber liegen jetzt unter den Tertiärschichten der Rheinebene (Abb. 50) begraben, von denen

der Erdölgehalt der mitteloligozänen Mergel und Sande (Pechelbronn) und die Kalisalze im Alttertiär des Elsaß und Badens wirtschaftlich von besonderer Bedeutung sind. Erst die Bohrungen und Schachtanlagen (Abb. 50) haben uns die innere Gestaltung der Grabenschollen enthüllt, die im Süden deutlich einen oder mehrere mittlere Längshorste erkennen lassen, die zum Teil mit den Juravorbergen bei Pfirt in Zusammenhang stehen. Abb. 51 zeigt deutlich, wie sich Falten- und Tafeljura dem Rheintalgraben und seinen Horsten angepaßt haben und weit in die Rheintalsenke eingreifen.

Im Obermiozän war die Grabensenke Schauplatz vulkanischer Tätigkeit. Kaiserstuhl, der Riesenvulkan des Vogelsberges und die Basaltkuppen der Rhön und bei Kassel sind Reste davon, neben verschiedenen kleineren Durchbrüchen zu beiden Seiten des Oberrheins. Erst im Pliozän fand wahrscheinlich die jetzt noch erkennbare Heraushebung der oberrheinischen Gebirge statt. Auch die warmen Mineralquellen (Baden-Baden, Badenweiler, Wildbad, Dürkheim, Wiesbaden, Homburg usw.) sind, ebenso wie manche Erzlagerstätten (Schauinsland, Markirch), an die Rand- und Querspalten gebunden und damit Folgeerscheinungen des Senkungsvorganges. Ebenso zeigen auch die Erdbebenbewegungen (z. B. Rastatt 8. Febr. 1933), daß die Schollen jetzt noch nicht zur Ruhe gekommen sind. Besonders das Gebiet zwischen Karlsruhe—Landau und Darmstadt—Oppenheim (Groß-Gerau) ist häufigen Bewegungen ausgesetzt.

**Vogesen.** Die linksrheinischen Gebirgszüge sind ganz verschieden zusammengesetzt. Die Sandsteinvogesen im Norden und die kristallinen Hochvogesen im Süden zeigen daher ganz andere morphologische Gestalt. Die Bruchbildungen der Zaberner Senke, die beide verbinden, gehen nach Süden in die Vorbergtafeln und -stapfen über.

Der variscische Bau tritt in den Vogesen deutlich in der Streichrichtung der Gesteine und den weitreichenden Störungslinien, an die mylonitische Trümmerbildungen (Leberauer Grauwacke) gebunden sind, hervor. Auch Schuppen- und Überschiebungsbau, wie er in der Südwestfortsetzung der moldanubischen Zone zu erwarten ist, tritt deutlich hervor (Zone von Lubine); im Süden bei Thann scheint, ähnlich wie im südlichen Schwarzwald, ein mehrfacher Schuppenbau am Gneisrand gegen Süden gerichtet zu sein (Abb. 52).

Ein Unterschied gegenüber dem Schwarzwald besteht darin, daß in den Vogesen die kristallinen Schiefer stark zurücktreten und nur einige Gebiete (Urbeis, Markirch) sich mit den sedimentären Renschneisen vergleichen lassen. Diese Katagesteine, unter denen auch stark geschieferte Granite (Bilstein, Bressoir) und Mischgneise (Kaysersberg) vorkommen, dürften vordevonisch entstanden sein. Glimmer-

schiefer sind fast gar nicht vorhanden. Dagegen spielen Granite (Kammgranit, Belchengranit, Hochfeldgranit — hornblendeführender Biotitgranit — mit dem Kontakthof von Barr-Andlau) die Hauptrolle. Von altpaläozoischen Schichten sind vor allem die fossilere Weiler- und Steigerschiefer (älter als das Devon des Breuschtales) zu erwähnen, die als Kambrium, vielleicht auch Algonkium anzusehen sind. Silur fehlt ganz, dagegen ist Devon im Breuschtal und Unterkarbon, mit porphyrischen Ergußgesteinen, in den Süd-

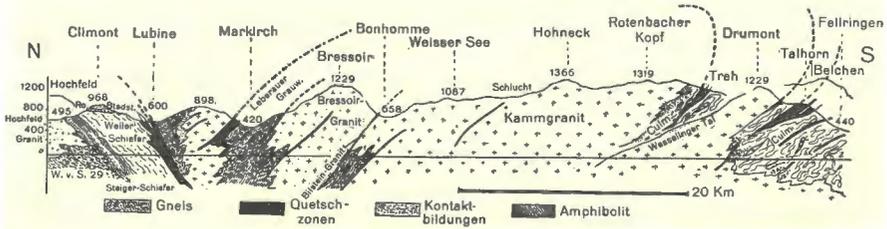


Abb. 52. Tektonisches Profil durch den Überschiebungsbau der Vogesen. Nach v. SEIDLITZ.

vogesen weit verbreitet. Oberkarbon kommt nur in geringfügigen Resten am Ostabbruch vor und das Rotliegende hält sich etwa an die Verbreitung der Triasschollen der Gebirgsränder und an die Vorberge. Nur in diesen sind Schichten des Muschelkalkes, Keupers und Juras anzutreffen.

**Pfälzerwald.** Zwischen dem Nahegebiet und den Vogesen dehnt sich ein weites Buntsandsteinland aus, welches im Pfälzerwald breit aufgewölbt ist und im Süden in die Buntsandsteinberge



Abb. 53. Profil durch das Queichtal bei Albersweiler in der Pfalz. Nach BORZONG. G = Gneis (injizierte Schiefer); K = Kersentitgänge; Ro = Oberrotliegendes; Me = Melaphyr.

der Vogesen übergeht. Die Zufüllung der Saar-Nahe-Mulde beendeten Konglomerate und Sandmassen des Trias. Nur vorübergehend bespülten die südlichsten Ausläufer des Zechsteinmeeres den Ostrand und selbst der untere Muschelkalk (Muschelsandstein — Abb. 9) und weiter im Westen der Lias (Hettinger Sandstein) zeigen, in ihrer sandigen Ausbildung in Lothringen, die Nähe einer Küste (Ardenneninsel) an.

Die Aufwölbung des Pfälzerwaldes hob dann später die Schichten wieder, aber nicht zur Höhe der anderen rheinischen Gebirge.

Von der Überlagerung der jüngeren Schichten entblößt, dehnt sich die zerschnittene Sandsteintafel bis zum Abbruch an der Rheinlinie aus, die, ebenso wie Parallelbrüche zu ihr, an ihrer Gestaltung Anteil hat. Nur in einem der am tiefsten eingeschnittenen Tälern können wir noch gefaltetes Grundgebirge (injizierte Schiefer im Queichtal bei Albersweiler) erkennen (Abb. 53), das stark geschiefert und durchbewegt wurde. Hier sind auch die südwestlichsten Reste von Zechstein anzutreffen.

**Lothringisches Stufenland.** Im W von Pfälzerwald und Vogesen liegt das variscische Gebirgsfundament tief begraben unter den Schollen des Deckgebirges. Treppenförmig sinken die mesozoischen Schichten nach W zum Pariser Becken hin ab. Verwerfungen in variscischer Richtung bewirken eine Zerstückelung der lothringer Tafel in einzelne Schollen (Trierer Bucht).

Der **Schwarzwald** bildet ein Gegenstück zu den Vogesen, mit denen er einst über das Rheintal hinüber zusammenhing. Der hohe Schwarzwald im Süden ist gleichfalls kristallin zusammengesetzt mit einigen Resten einer postvariscischen Decke. Nur die Verteilung der Gesteine ist anders als in den Vogesen. Das herrschende Gestein ist der Gneis, der die höchsten Gipfel zusammensetzt und sich in Eruptiv- und Sedimentgneise gliedern läßt (Rench- und Schapachgneis). Glimmerschiefer und Phyllite sind nicht vorhanden. Devon (unbedeutende Reste bei Baden-Baden), Unterkarbon (nur südlich des Belchen und Feldberg treffen wir einen schmalen O—W-Zug) und Oberkarbon besitzen geringere Bedeutung.

Auch die Granite herrschen nicht in dem Maße vor wie in den Vogesen. Geschlossene Granitgebiete finden wir hauptsächlich im Halbkreis an den Rändern der ausgedehnten Gneismasse (Murgtal-Trieberger-Belchen-Granit).

Wie in den meisten anderen deutschen Mittelgebirgen sehen wir eine Schichtenfolge, die bis zum Unterkarbon reicht, gefaltet, vergneist und von Tiefengesteinen durchschmolzen ist. Ein aufdringendes älteres Granitmagma hat die meisten Schichten so stark verändert und umgepreßt, daß daraus gleichartige kristalline Schiefer wurden, denen man nicht mehr ansieht, ob sie silurisch, devonisch oder jünger sind. Dazu kommen die karbonischen Granite in den Außengebieten, die sich auf die bretonische und sudetische Phase verteilen. Während und nach der Faltung setzte auch schon die Abtragung der Gebirgsketten ein, deren Schuttmassen sich als Rotliegendeschichten erhalten haben; sie lagerten sich diskordant auf der alten Rumpffläche und in den Längstätern ab, deren Richtung heute noch daraus zum Teil zu entnehmen ist (Abb. 7).

Das variscische Fundament liegt, sowohl im Schwarzwald wie in den Vogesen, nur in den mittleren und südlichen Gebirgstteilen frei zutage, da die nördlichen Teile vorwiegend von Buntsandstein überdeckt werden. Die Faltung des Gneiskernes des Schwarzwaldes ist älter als die variscische Faltung und zeigt zum Teil O—W-Streichen. Er bildete ein Hindernis für die jüngeren Ketten, die sich, wie die Streichrichtung im S und O zeigt, darum herumlegten. Im Innern hat sich die Richtung der Gneise diesen jüngeren Richtungen zum Teil angepaßt, während die Gneismasse nach Süden

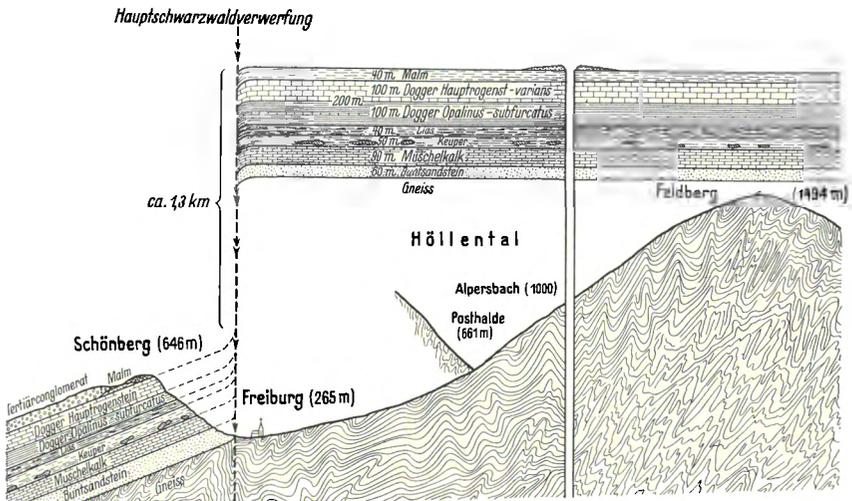


Abb. 54. Schematische Skizze des Schwarzwaldrandes bei Freiburg i. Br. und des Alpersbacher Schlotes. Nach TH. LORENZ. Die in der Schlotbreccie gefundenen Gesteine der einstigen Schwarzwaldüberdeckung entsprechen der Schichtenfolge der jetzigen Vorberge (Schönberg).

auf das Kulmgebiet von Lenzkirch überschoben wurde. Damit ist aber keineswegs erwiesen, daß der Schwarzwaldkern zur karbonischen Zeit gefaltet wurde, da an einem prävariscischen Alter der Vergneisung nicht zu zweifeln ist. Nicht einmal eine paläozoische Überdeckung des Gneiskernes steht fest. Dagegen nimmt man an, daß der Block bei der variscischen Gebirgsbildung transversal zerspalten und damit der Weg für die Intrusivgesteine geöffnet wurde. Dies dürfte vor allem zu spätbretonischer Zeit sich abgespielt haben, etwa gleichzeitig, als Teile des zentralen Gneiskernes nach Süden überschoben wurden.

Die vom alten Gebirge abgesunkenen Schollen bestehen, wie in den Vorbergen der Vogesen, im N vorzugsweise aus Trias, während südlich von Freiburg (Lias und Dogger) sogar höherer Jura daran teilnimmt (Abb. 54) (Malm am Isteiner Klotz). Der Dinkelsberg stellt ein schon von Brüchen des Tafeljura zerstückeltes Muschelkalkplateau dar.

Nördlich von Baden-Baden tritt, wie in den Sandsteinvogesen, der Buntsandstein unmittelbar an die Rheintalspalte heran und wird im N von Muschelkalk und Keuper des Kraichgaus abgelöst. Erst bei Heidelberg hebt sich wieder der Buntsandstein heraus, der dann zum Odenwald hinüberleitet.

**Odenwald.** Im Odenwald ist zwischen dem flachen, plateauartigen Buntsandsteingebiet, das eine alte Einebnungsfläche darstellt, und dem sehr mannigfaltig gestalteten, kristallinen Gebiet zu unterscheiden, das unmittelbar an den Rand der Rheinebene herantritt. Mesozoische Schollen sind so gut wie nicht vorhanden. Dagegen sinkt das kristalline Gebirge im Norden unter das Rotliegende der Saar-Wetterau-Senke (Abb. 55). Im Innern gliedert die NNO-streichende, mylonitische Otzbergspalte einen westlichen (NO—SW-streichenden) Teil von einem östlichen mit kuppelförmigem Bau (Böllsteiner Odenwald); die primäre Anlage dieser Störung wird als Transversalflexur gedeutet.

Im kristallinen Gebiete herrschen Tiefengesteine (Granit, Diorit, Gabbro) vor. Ihnen sind im Bergsträsser Odenwald

stark metamorphe Schieferschollen eingelagert, die vielleicht devonisches Alter haben und ein NO-Streichen zeigen, ebenso wie die Verwerfungen. Besonders deutlich tritt die Metamorphose am Marmor von Auerbach a. d. Bergstraße in Erscheinung, der ähnliche Bildung zeigt wie die gleichartigen Ablagerungen von Berghaupten im Schwarzwald und St. Phillip bei Markkirch (Vogesen). Gekreuzt werden die NO-streichenden Verwerfungen von jüngeren

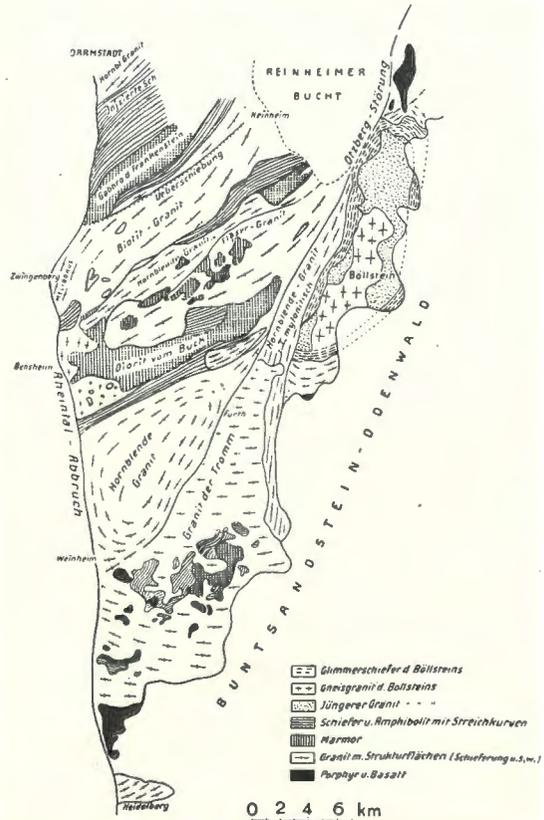


Abb. 55. Übersichtskarte des Odenwaldes. Nach KLEMM und v. BUBNOFF. Aus v. BUBNOFF, Geol. von Europa II, 1. Verl. Gebr. Bornträger.

Granit- und Granitporphyrgängen, die im vorderen Odenwald besonders mächtig auftreten. Der nördliche Odenwald besteht bis in die Gegend von Frankfurt aus Rotliegendem, das auf den Höhen aber ebenso fehlt wie auf den Hauptkämmen von Schwarzwald und Vogesen. Hier sind auch, wie im kristallinen Odenwald, Basalte häufiger, die im Schwarzwald zurücktreten.

Bemerkenswert sind die dem Rheintal parallel verlaufenden Grabenbrüche im südlichen Teil, an denen jüngere Schichten (oberer Buntsandstein und Muschelkalk) zwischen mittleren Buntsandstein eingesunken sind (Eberbach a. Neckar, Erbach); wahrscheinlich werden sie wie dieser von steil gestellten nach unten divergierenden Überschiebungen begrenzt.

**Spessart.** Ebenso wie im Odenwald besteht im Spessart der ganze östliche Teil aus Buntsandstein, während kristalline Gesteine nur am Westrand im Vorspessart heraustreten. Die kristallinen Schiefer zwischen Aschaffenburg und Gelnhausen streichen erzgebirgisch und fallen nach NW ein, so daß in dieser Richtung immer jüngere Schichten erscheinen. Als zentrale Achse dieser Gesteine kann man einen Granitgneis mit Glimmerschiefermantel ansehen, der von einem biotitreichen, stark gestreckten Granit durchsetzt und im Norden von Phylliten und Quarziten überlagert wird, die an den Taunussüdrand erinnern. Dioritgneise, Granitgneise und jüngere Gneise, die BÜCKING neben glimmerreichen älteren Gneisen unterschied, werden von anderer Seite als Granite gedeutet, die erst nachträglich bei der Injektion zur Bildung kristalliner Gesteine beitragen.

Der variscische Unterbau tritt im Spessart viel weniger als im Odenwald hervor, doch erinnern die injizierten Schiefer und Marmore an den westlichen Odenwald, die vielleicht dort sogar devonisches Alter haben. Es beteiligen sich am Aufbau, aber auch prävariscische Elemente, die nicht nur archaisch, sondern auch kaledonisch geformt wurden.

**Mainzer Becken.** Das Rheintal zeigt am Südrand des rheinischen Schiefergebirges eine beträchtliche Verbreiterung, die als Mainzer Becken bezeichnet wird und gegen Norden zu, an einer NW—SO-Störung ihr Ende findet, die etwa mit der Erdbebenlinie Mainz—Groß-Gerau—Darmstadt zusammenfällt. Das Meer drang ebenso wie in die neugebildete Senke des Oberrheingebietes von N und von S (von der Westschweiz und dem Rhonebecken) aus dahin vor. Die Verbreitung der Alzeyer Meeressande zeigt, daß der Einbruch zur Mitteloligozänzeit im wesentlichen vollendet war. Im S stand das oberrheinische Meer des Septarientones in Verbindung mit einem Meeresarm, der sich am Fuß der Alpen durch die schwäbisch-bayrische

Hochebene nach dem pontischen Gebiete hinzog (Molassemeer). Durch die Schuttmassen des langsam emporsteigenden Gebirges wurde er allmählich zugefüllt. Auch im Oberrheingebiet zeigt die Mächtigkeit des abgelagerten Materials, daß die Einsenkung, die wahrscheinlich sogar bis zum heutigen Tage fort dauert, in Verbindung mit der Heraushebung der Randgebirge (Küstenkonglomerate) steht.

Gleichzeitig bestand bis zum Oberoligozän (nach den Cyrenenmergeln) eine Meeresverbindung, die durch die hessische Senke bis zum Nordmeer reichte (Abb. 13), aber durch die Aufwölbung der Mittelgebirge dann unterbrochen wurde. Dadurch wurde das Mainzer Becken abgeschnürt und zu einem in der Wetterau endenden schmalen Binnenmeer, das zuerst eine brackische (Cerithienschichten) und schließlich eine Süßwasserfauna (Hydrobienschichten) beherbergte.

## 5. Die süd- und mitteldeutschen Stufenländer.

Gleich der Thüringer Senke zwischen Harz und Thüringer Wald und dem Lothringer Stufenland am Westabfall der Vogesen liegen

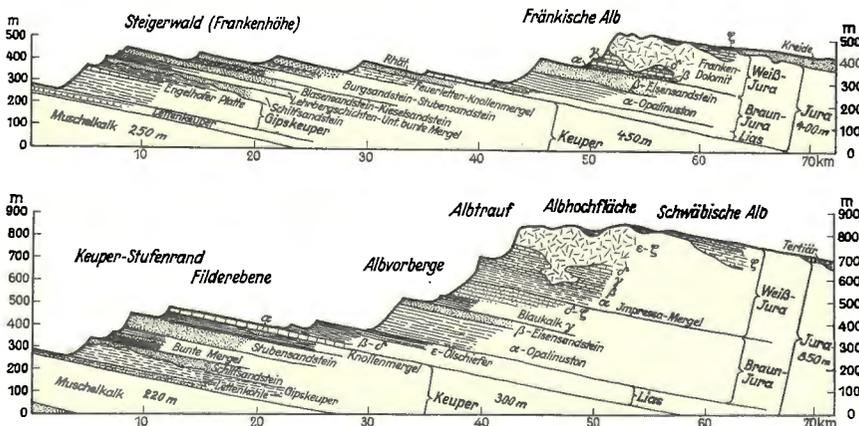


Abb. 56. Profile durch die Keuper- und Jurastufen in Schwaben (unten) und Franken (oben). Nach G. WEGNER.

auch im mittleren Deutschland zwischen Schwarzwald und Böhmerwald einerseits, Rheinischem Schiefergebirge und Harz bzw. Thüringen andererseits, Senkungsfelder, die von zerbrochenen mesozischen Schichttafeln ausgefüllt werden.

**Schwäbisch-fränkisches Stufenland.** Der Raum zwischen dem Ostabfall der rechts-rheinischen Horste und dem Westrand des bayrisch-böhmischen Grenzgebirges wird fast ganz von den Sedimenten der Trias- und Jurazeit eingenommen. Kreide ist nur in der Umgebung von Regensburg (Cenoman transgredierend — Abb. 12)

verbreitet, für den Aufbau des Gebietes aber von untergeordneter Bedeutung. Der stufenförmige Aufbau der Schwäbischen und Fränkischen Alb erscheint als ein Gegenstück zu den Maashöhen in Lothringen. An beiden Stellen bildet der weiße Jura den eigentlichen Steilrand (Abb. 56), und die Funde im Zwischengebiet machen es wahrscheinlich, daß stellenweise eine zusammenhängende Decke, wenn auch von wechselnder Mächtigkeit, von Lothringen bis nach Schwaben reichte. Die Trias- und Juraschichten des Senkungsfeldes sind so verteilt, daß man nach S und O wandernd immer jüngere Schichtstufen überschreitet. Im W herrscht die Trias vor, im O, und in Schwaben auch im SO, der Jura, der hier in klassischen, fossilreichen Fundstellen aufgeschlossen ist. Von

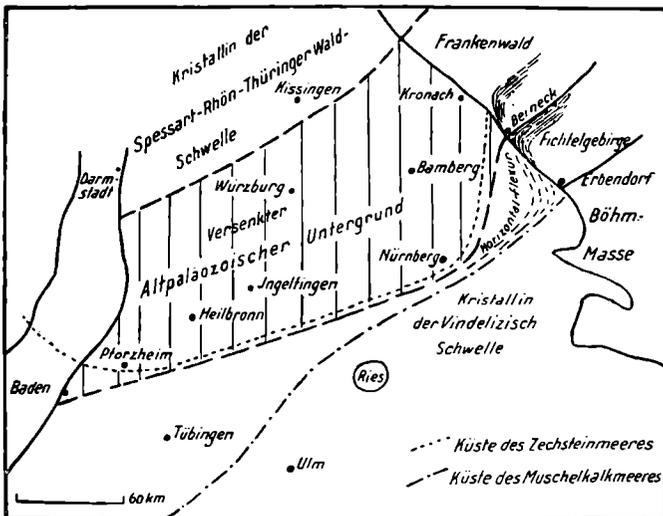


Abb. 57. Der Altpaläozoische Untergrund Frankens, nach den Ergebnissen der Nürnberger Tiefbohrungen. Nach A. WURM.

Verwerfungen, die am Nordwestabbruch der Alb wohl eine große Rolle spielten, abgesehen, herrscht in der Hauptsache recht einfache und regelmäßige Übereinanderlagerung der nach S und SO einfallenden Schichten. Der Donauabbruch, der wohl mehr den Charakter einer Flexur hat, grenzt bei Ulm die schräggestellten Tafeln gegen die oberschwäbische Molassesenke (Abb. 59) ab. Im nördlichen, von Trias erfüllten Teil der Senke und im Maingebiet zeigt sich eine gesetzmäßige Gliederung in Schwellen- und Beckenzonen, und der Verlauf der Falten und Störungen läßt auch einen Rückschluß auf den tieferen Untergrund zu<sup>1)</sup>, der sonst nur durch zwei

<sup>1)</sup> LEUCHS, Rahmenfaltung im Fränk. Triasbecken. Centralbl. f. Min. 1929, Abt. B, S. 321. LEUCHS, Abhängigkeit junger Tektonik von variscischer im Spessart und fränkischen Triasbecken. Geol. Rundschau 22, 1931, S. 281.

neuere Bohrungen bei Nürnberg und durch Auswürflinge der Vulkan-schlote und des Ries bei Nördlingen bekannt ist<sup>1)</sup>. Diese Bohrungen zeigen freilich, daß man an den fränkischen Randbrüchen im Osten auch eine starke Horizontalflexur und Verschiebung gegen das alte Gebirge der Böhmisches Masse im Untergrund anzunehmen hat (Abb. 57).

Die Kenntnis dieser mesozoischen N—S-Senke, die sich auch durch Hessen bis zur Weser fortsetzt und in der, neben herzynischen (z. B. Hohenzollerngraben, der besonders seismisch hervortritt), rheinischen und schwäbischen (PHILIPP a. a. O.) Störungen des Oberbaues, nur wenige Andeutungen vorhanden sind, die auch auf den älteren Unterbau Rückschlüsse zulassen (Fränkische Furche), ist so außerordentlich wichtig für alle Fragen des Zusammenhanges zwischen den alten Gebirgszügen des rheinischen und des sächsisch-thüringischen Gebietes. Diese werden solange mehr oder weniger hypothetisch bleiben, als nicht weitere geophysikalische Untersuchungen oder Bohrungen neue Klärung bringen.

Störungszonen (die auf unserer Karte aber nicht deutlich hervortreten) sind nach verschiedenen Richtungen vorhanden und zeigen, ebenso wie im Rheinland, Harz und anderen Gebieten eine Roststruktur, d. h. ein Überschneiden und Vergittern verschiedener Richtungen.

**Das hessische Bergland** wird ausgefüllt von einer fast das ganze Gebiet einnehmenden, zerstückelten Triastafel, die zwischen die alten Gebirgsmassive im W und O eingeklemmt ist. Nur das Paläozoikum des Richelsdorfer Gebirges und die alte Scholle von Allendorf bei Sooden a. d. Werra ragen als Pfeiler des alten Untergrundes auf. Verwerfungen in rheinischer und thüringischer Richtung durchsetzen sie: dadurch wurden Gräben gebildet, die in beiden Richtungen streichen, sich überschneiden oder ineinander umlenken. Von diesen haben die rheinischen Linien mehr eine Beanspruchung durch Zerrung, die thüringischen aber durch Pressung erfahren (z. B. Leinetalgraben). Der junge Vulkanismus ist an diese Dislokationen gebunden.

Im allgemeinen wird man von den Dislokationen dieser Senkungsfelder sagen können, daß die thüringischen (herzynischen) und rheinischen Linien Mitteldeutschlands Scherflächenbündel im Süd-Nord bewegten jungpaläozoischen Orogen sind. Ihr Wiederaufreißen im Mesozoikum entspricht einer „Kerbwirkung“, d. h. dem Nachgeben an einer schon vorhandenen Schwächungsstelle. Die Kippungserscheinungen, wie wir sie auch aus der Mitteldeutschen Hauptscholle kennen, sind vor allem ebenso wie die vulkanische Tätigkeit (vom Alttertiär an) an die rheinischen Achsen gebunden<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> WURM, Die Nürnberger Tiefbohrungen. München 1929.

<sup>2)</sup> v. BUBNOFF, Zum Bauplan des außeralpinen Europa. Salomon-Festschrift 1933, S. 52.

Eozäne und miozäne Braunkohlen sind hier weitverbreitet und besonders unter den vulkanischen Decken erhalten. Ihre Unterlage bildet meist Buntsandstein, seltener Muschelkalk. Im tiefsten Untergrunde und gegen die Außenränder treffen wir auch Rotliegendes und Zechstein mit Salzlagern an, der am Westrand eine Uferbildung (Frankenberg) darstellt. Den größten Anteil an der Gestaltung der Landschaftsformen haben aber die gewaltigen Eruptivmassen, die dem Mesozoikum in den, jetzt nur noch zum Teil erhaltenen, Vulkankuppen aufgesetzt wurden (Vogelsberg, Rhön, Meißner und Habichtswald bei Kassel).

## 6. Die mitteldeutschen Vulkangebiete.

Durch die starken Bewegungen, welche die deutschen Tafelschollen in der Tertiärzeit zerstückelten und die alten Gebirgrümpfe aufs neue emporhoben, bildeten sich Verwerfungen; Zusammenpressungen und Stauungen entstanden, während andere Gebiete in die Tiefe sanken (Abb. 24). Diese Vorgänge und wohl auch das Abströmen des Magmas, als Folge der alpinen Auffaltung, begünstigten das Empordringen der vulkanischen Massen innerhalb des deutschen Gebirgslandes. Nach der Zeit vulkanischer Ruhe im Mesozoikum durchbrach in zahlreichen Schußkanälen das unterirdische Magma, nach Art riesenhafter Trichtersprengungen, die deutschen Schollengebiete und bauten die Tertiärvulkane mit ihren Lavaströmen und Tuffen auf, wobei Tuff- und Lavaausbrüche, je nach Hebung oder Senkung des Untergrundes, miteinander wechselten.

**Vogelsberg.** Die breite Triastafel zwischen Thüringer Wald und dem Rheinischen Schiefergebirge war Schauplatz lebhafter vulkanischer Tätigkeit. Hier entstand fast im Mittelpunkt Deutschlands durch wechselnde Ausbrüche basaltischer Laven und Tuffe der Riesenvulkan des Vogelsberges, der eine schollenförmige Gebirgsmasse von 2500 qkm bedeckt. Er ist damit das größte geschlossene Basaltgebiet Deutschlands, von einer Flächenausdehnung, welche die des Ätna übertrifft. Die Lavamasse ist nur randlich von der Erosion angegriffen, und nur dort können wir uns ein Bild von den tertiären Sanden und Tonen des Untergrundes machen, denen die Basaltdecken aufliegen.

Als letzte Zeichen der erlöschenden vulkanischen Tätigkeit sind die in der Umgebung des Vogelsberges aufdringenden Kohlensäure-Mineralquellen zu erwähnen (Selters, Salzschlirf, Orb, Nauheim). Bis nach Kassel hin finden sich kleinere, basaltische Vulkankuppen, welche sich zum Teil über tertiären Ablagerungen mit Braunkohlenlagern erheben, z. B. Habichtswald und Meißner.

Gleichaltrig sind auch die Phonolith- und Basaltkuppen der **Rhön**, die einer stark gestörten Triasplatte aufsitzen. Ihre Zahl muß

früher weit größer gewesen sein, da sich viele Basaltröhren und Stiele (mit Schlotbreccien) finden, die auf einstige, jetzt abgetragene Kuppen und Decken schließen lassen, von denen wir zum Teil nur noch die Blockhalden kennen.

**Ries und Schwäbische Alb.** Besonders zu erwähnen sind die Durchschlagsröhren der Schwäbischen Alb (Vulkanembryonen von Urach) die sich vereinzelt auch im Schwarzwald (z. B. Alpersbach — Abb. 54) und am Taunusrand finden und mit den Schußkanälen der diluvialen Eifelmaare verglichen werden können. Durch mehr als 100 kreisförmige Kanäle drängten in der Gegend von Urach die vulkanischen Dämpfe empor (Miozän) und bliesen an der Oberfläche flache Trichtertermündungen aus, in denen Trümmer der umgebenden Gesteine sich mit den Tuffen vermischten. Auch Reste des Grundgebirges finden sich zahlreich darin. Doch sind nicht alle bisher als Vulkanschlote beschriebenen Stellen primären Ursprungs, da auch verschleppte vulkanische Reste den gleichen Eindruck vortäuschen.

Nicht überall genügten die Kräfte, um die Albtafel zu durchstoßen und bis an die Oberfläche zu dringen, wie z. B. bei Steinheim, wo der basaltische oder granitische Pfropfen wohl in der Tiefe stecken blieb. Nur die Wasserdämpfe gelangten nach oben, traten als Thermen zutage und bildeten einen See, der uns in seinen Ablagerungen von obermiozänen Süßwasserkalken das Bild einer reichen Oasenfauna erhalten hat.

Im Ries bei Nördlingen drang ein Magmastock (Lakkolith) aus granitischem Material fast bis an die Oberfläche empor, preßte Teile des variscischen Untergrundes in die Höhe, die den auflagernden Malm auf das umgebende Land schoben, und nach dem explosiven Empordringen sackte er dann selbst wieder zurück.

Auch der kleine Vulkan des **Kaiserstuhls** im Rheintal und die schroffen mit Burgen besetzten Vulkankuppen des **Hegaus** (Hohentwiel usw. — Abb. 17) gehören zu den gleichalterigen Bildungen. Die westlichen Erhebungen (Hohenstoffeln, Hohenhöven) werden aus basaltischen Gesteinen, die östlichen (Hohentwiel, Hohenkrähen) dagegen aus phonolithischen Gesteinen gebildet.

Im Grabenbruch des Egertales stieg das Magma in stockartigen Quellsuppen an vielen Durchbrüchen in die Höhe (böhmisches Mittelgebirge, Duppauer Gebirge, Kammerberg bei Eger), während im Erzgebirge und Riesengebirge nur vereinzelt Basalte auftreten. Gleichzeitig wurden die ungeheuren Massen der oberungarischen Vulkane am Innenabbruch des Karpathenbogens zutage gefördert, und auch im französischen Zentralplateau begann sich die Vulkanlandschaft aufzubauen.

Im Diluvium waren die **Eifel** und die Auvergne noch Schauplatz vulkanischer Tätigkeit; die meisten Ausbrüche fallen in den Beginn der jüngeren Lößzeit, während die Lavaströme bis in die heutigen Täler hineinreichen. Nach Osten sind die Ausbrüche der Eifel und des Neuwieder Beckens auch noch bis in den **Westerwald** zu verfolgen. Die postdiluviale Bimssteinasche vom Laacher See hat weite Gebiete (Neuwieder Becken) nach Osten hin (bis Gießen) überdeckt.

## 7. Die Alpen und ihr Vorland.

Die Südgrenze Deutschlands verläuft durch die Kalkberge der nördlichen Voralpen, die im Allgäu und Lechtal, Wetterstein- und Karwendelgebirge ihre größten Höhen auf deutschem Boden erreichen. Über einem schmalen Streifen von meist tertiären und Kreidesteinen, die mit den helvetischen Bildungen im W Verwandt-

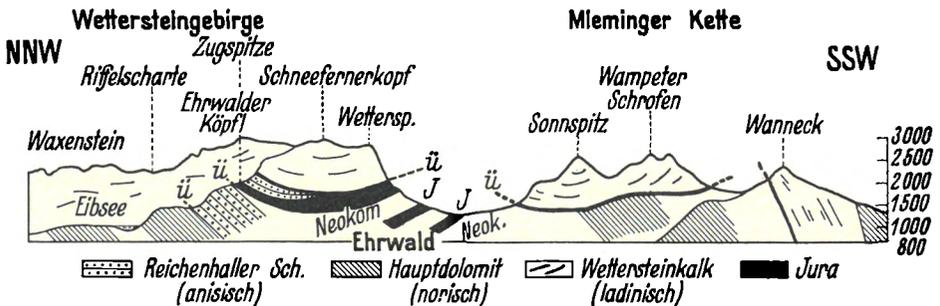


Abb. 58. Die Wettersteinüberschiebung (Inntaldecke) bei Ehrwald. Nach SCHLAGINTWEIT und v. LOECSH. ü = Überschiebungen; J (schwarz) = Jura.

schaft zeigen, türmt sich die Masse ostalpiner Gesteine, die stark gefaltet und weit von S herangeschoben wurden. Sie bauen sich vor allem aus pelagischen Triasschichten, Jura- und, seltener aus Kreideablagerungen auf. Auch innerhalb der Gebirgsgruppen, die den deutschen Alpenrand bilden, können wir mehrere sich von West nach Osten ablösende Überschiebungs- und Abscherungsdecken unterscheiden. Vor allem die Allgäuer, Lechtaler und Inntaler Schubmassen sind wichtig. Die Überschiebung der Wettersteinmasse der Inntaldecke zeigt Abb. 58, wo die Unterlage mit jüngeren Gesteinen bei Ehrwald deutlich erkennbar ist.

Diese Bewegungen beeinflussten aber indirekt auch die Gestaltung der deutschen Schollenlandschaft. Man kann sogar den orogenen Druck der kimmerisch-saxonischen Bewegungsphasen in Mitteldeutschland als Folge der alpinen Bewegungen ansehen, die sich in ihnen widerspiegeln.

**Die Schwäbisch-Bayrische Hochebene** bildet eine breite Sammelmulde, in der sich während der Tertiärzeit (seit dem Oligozän)

teils marine, teils fluviale Abtragungsprodukte mächtig anhäuften, die aus den Alpen ins Vorland nach N getragen wurden (Abb. 13). Darunter bildeten wohl kristalline Gesteine den Trogboden, dessen Tiefe auf 1000—1500 m angenommen werden kann. Meeres- und Brackwasserablagerungen wechselten. Untere Meeresmolasse, Braunkohlenschichten und obere, wesentlich ausgedehntere Meeresmolasse (Untermiozän) lassen sich von der Schweiz bis nach Ulm verfolgen. Während der letzten Phase der Alpenfaltung wurden auch sie in Falten gelegt, gestaucht und überkippt.

Im Diluvium änderten sich die Transportkräfte. Die Alpen waren vom Eise bedeckt und sandten größere Gletscher zu Tal als heute, die überall die Ebene erreichten. Oberflächengestalt und Landschaftsbild wurden durch das Eis beeinflusst, und die einst vereisten Täler zeigen Troggestalt. Viele Alpenseen sind in ihnen gestaut. Die Gletscherströme drangen sogar zeitweilig bis ins Vorland vor und lagerten gewaltige Massen von Verwitterungsschutt im Vorlande ab, die sich in N und S zu Moränenwällen aufstauten. Verschieden alte End- und Grundmoränen lassen sich unterscheiden (Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit).

Ein fast ununterbrochener Eisrand läßt sich dadurch nördlich der Alpen von Singen bis Braunau verfolgen, hinter dessen sperrmauerartigen Moränengürtel sich das Gletscherwasser zu den Randseen (Bodensee, Starnberger See, Chiemsee usw.) aufstaut. Beim Zurückweichen des Eises wurde der Gletscherschlamm vom Winde ausgeblasen und in den mächtigen Lößmassen, besonders in den eisfrei gebliebenen Gebieten (Abb. 16), abgelagert.

Auch einige der Mittelgebirge (Schwarzwald, Vogesen, Riesengebirge) waren gleichzeitig vom Eise bedeckt, wie Moränen, Kare,

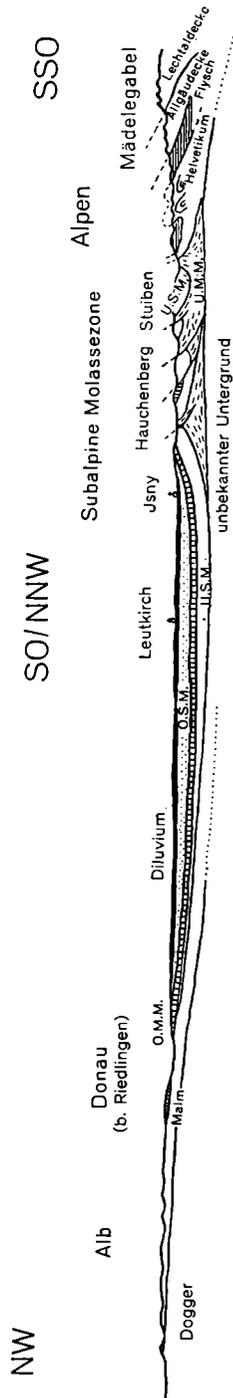


Abb. 59. Querprofil von den Allgäuer Alpen durch das Molassebecken zur Schwäbischen Alb. Nach M. Richter.

Karseen und Trogtäler zeigen, bildeten aber nur ganz isolierte, lokale Vereisungszentren zwischen den Gletschern der Alpen und den Inlandseismassen im Norden.

## 8. Das Norddeutsche Flachland.

Die deutschen Mittelgebirge sinken im N (Ohre—Katzbachabbruch; Magdeburger Uferrand) zur Tiefe; dort liegen sie zugeschüttet von nordischem Glazialschutt unter der diluvialen Decke Norddeutschlands verborgen. Nur einzelne Gipfel, vor allem Schollen

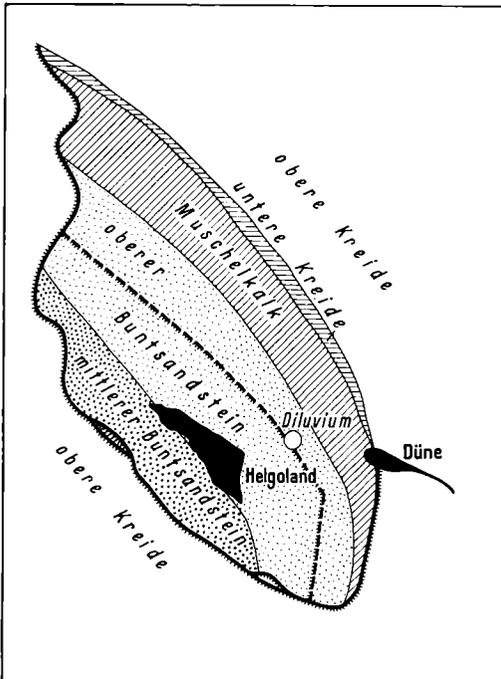


Abb. 60. Geologische Karte der Umgebung von Helgoland. Nach PRATJE (DAMES und WOLFF). Schwarz = Insel und Düne.

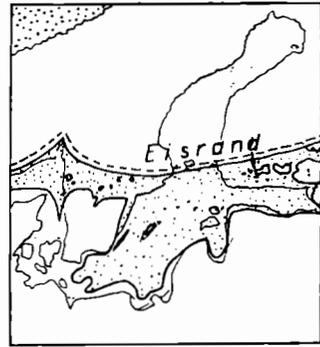
der postvariscischen Decke, ragen noch horstartig empor. Dazu gehört auch das aus Zechstein, Buntsandstein und Muschelkalk bestehende Helgoland (Abb. 60), dessen Gesteine aber schon größtenteils der Brandung zum Opfer fielen und nur bei Niedrigwasser noch teilweise erkennbar sind. Bei Lieth-Elmshorn und Stade (Rotliegendes), Langenfelde (Altona), Lüthten (Mecklenburg), Sprenberg bei Berlin, Lüneburg und bei Segeberg (Holstein) usw. ist es Zechsteingips und bei Rüdersdorf (Berlin) ein von Röt und Muschelkalk überdeckter Pfeiler. Auch Kreide und Jura (Odermündung) durchragen viel-

fach die Diluvialdecke und bilden im N unter anderem den Steilabsturz der Küste von Rügen. Dagegen sind ältere Reste des vorvariscischen Untergrundes (z. B. Algonkium bei Liebenwerda und in der Bohrung von Dobrilugk, Devon von Schobüll bei Husum) nur selten anzutreffen; paläozoische Sedimente beginnen bei Husum (seismische Messung) erst in 600 m, bei Pritzwalk in 800 m Tiefe. Erdmagnetische und Schweremessungen (siehe S. 76) weisen auf alte Schwellen hin (Abb. 29), denen vielleicht die gleiche Bedeutung zukam wie der Brabanter Schwelle im Westen und die vielleicht auch

die spätere Tektonik Norddeutschlands (Virgation der Sudeten) noch beeinflussten<sup>1)</sup>.

In den Sumpfniederungen des Flachlandes entwickelte sich zur Tertiärzeit eine üppige Flora, die in den weitverbreiteten Braunkohlenschichten erhalten blieb. In Verbindung mit den wechselnden Meeresschwankungen (Abb. 13) ist es mehrmals zur Braunkohlenbildung gekommen, so daß wir eozäne, oligozäne (?) und miozäne, im Rheinland sogar noch pliozäne Braunkohlen unterscheiden können. Zur eozänen Braunkohle gehört die des Geiseltales bei Merseburg und von Helmstedt, zur miozänen die Flöze der Lausitz, der Mark, Posens, Westpreußens und Niederschlesiens. Als jüngste Ablagerungen der Tertiärzeit kamen die Posener Flammen tone zum Absatz.

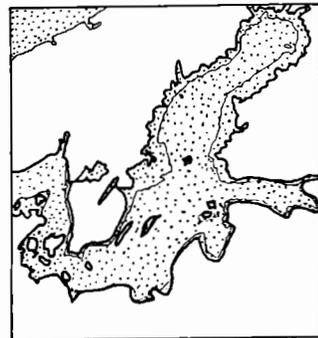
Das skandinavische Inlandeis bedeckte alle diese Schichten mit einer bis zu 200 m mächtigen Decke von Geschiebelehm, als Resten der weit nach S vorstoßenden Eismassen. Dieses nordische Material wurde bis in das Herz Deutschlands vorgeschoben und große Massen skandinavischer und finnischer Gesteine über die ganze weite Fläche verteilt. Für die Verbreitung der einstigen Eisdecke sind die Endmoränenzüge von besonderer Bedeutung (Elster-, Saale- und Weichseleiszeit). Die Reste der Hauptvereisung reichen am weitesten nach Süden bis an den Mittelgebirgswall heran; diejenigen der jüngeren Diluvialzeit (Abb. 16) bauen in der Hauptsache den baltischen Höhenrücken auf. Den Interglazialzeiten



a



b



c

Abb. 61. Entwicklungsgeschichte des Ostseebeckens. Nach SAURAMO. a Das spätglaziale Yoldiameer (7900 v. Chr.); b Ancylussee in seiner größten Ausdehnung (7400 v. Chr.); c Litorinameer in seiner größten Ausdehnung (4000 v. Chr.).

<sup>1)</sup> STILLE, Zur Palaeogeographie des nordöstlichen Niedersachsens. Nachrichten Göttinger Ges. d. Wiss. 1932.

gehören die Aufschotterungen an. Die Hauptmasse der diluvialen Sedimente stellen aber die Schuttmassen der Grundmoränen und die mächtigen fluvio-glazialen Ablagerungen von Kies und Sand dar, die die Urstromtäler erfüllen, in denen das Wasser, das dem Rand des abschmelzenden Nordlandeises entquoll, verstärkt durch den Abfluß der Mittelgebirge, nach Elbe, Weser und Rhein zu sich sammelte.

**Die Nord- und Ostseeküste.** Wie uns Helgoland, mit seinen roten Sandsteinfelsen der Buntsandsteinzeit, von der einstigen Geschichte des Nordseegebietes erzählt, so berichtet die weiße Kreideküste Rügens von der der Ostsee. Bis zur Jurazeit war das Gebiet ein Teil eines großen nordischen Kontinentes, und erst die Weißjura-reste der Oderniederung und die Kreide auf Rügen zeigen mit ihren mächtigen Ablagerungen die Ausbreitung eines Meeres von zu-

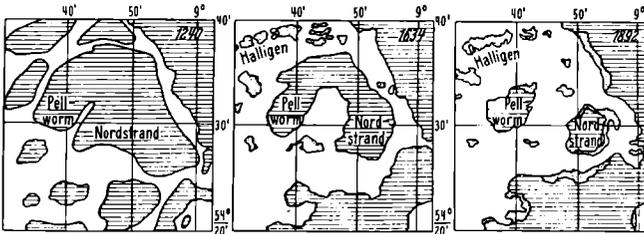


Abb. 62. Die fortschreitende Landzerstörung an der nordfriesischen Insel Nordstrand. Zustand in den Jahren 1240, 1637 und 1892.

Nach R. HANSEN AUS KAYSER..

nehmender Tiefe (500 m Kreide in Pommern erbohrt, die aber auch in flacherem Wasser — 150 m tief — zum Absatz kam). In den steilaufragenden Kreideklippen Rügens erkennen wir Reste dieser Ablagerungen, die später durch den Druck des skandinavischen Eises stark zusammengestaucht und aufeinandergeschoben wurden.

An der Küste des Samlandes sind unteroligozäne Sande angeschnitten, in denen die zu Bernstein verhärteten Fichtenharzknollen mit eingeschlossenen Pflanzen- und Insektenresten an versunkene Wälder erinnern; Haifischzähne, Muscheln und Seeigel zeigen andererseits die Nähe der Meeresküste an (Abb. 13).

Durch die Schürfarbeit des Eises wurden diese gewaltigen Massen tertiärer Ablagerungen aufgearbeitet und zusammengepreßt. Auch die feuersteinreichen Massen der oberen Kreide wurden bis auf die Reste auf Rügen und den dänischen Inseln abgetragen und als Leitgeschiebe nach S. transportiert.

Als das Eis sich nach N zurückzog, drangen kalte Gewässer des Eismeeres in das Ostseebecken ein. Arktische Muscheln und Schnecken waren weit verbreitet (*Yoldia hyperborea* usw.). Das Meer war ausgedehnter als heute und seine Küsten von kümmerlicher Flora bedeckt (*Dryas octopetala*). Die Ancycluszeit (Abb. 61) brachte wieder eine Hebung und damit eine Verengerung des Meeresraumes (s. Tabelle S. 142). Sodann sanken die Ostseeküsten allmählich (*Litorina litorea*) und zwangen einen großen Teil des der Elbe zufließenden Wassers, nach N abzuströmen (Litorinazeit). Das Klima näherte sich immer mehr den heutigen Verhältnissen. Auf weite Eichenwälder folgten Erlen, Fichten und Buchen (S. 142).

Mit der Vertiefung des Beckens drangen auch wieder Salzwasserströme von der Nordsee herein, während ein sandführender (W—O) Oberstrom durch sandige Nehrungen die buchtenreiche Küste abzurunden trachtete und an der Küste mit den Sinkstoffen kämpfte, welche Oder, Weichsel und Memel in ihre Mündungsbecken trugen. Auch heute ist die von sandigen Dünenwällen und Nehrungen gebildete Ostseeküste noch nicht zur Ruhe gekommen. Wälder und Dörfer wurden von dem wandernden Dünenande verschüttet, bevor der Mensch durch seine Kunstbauten Einhalt gebot.

So erscheint die Ostseeküste in ihrer Gestaltung und ihrem Werdegang sehr verschieden von dem zerrissenen Inselgebiet Frieslands, mit den teilweise sinkenden Küsten des Wattenmeeres und den Halligen (Abb. 62), die allmählich diesem Vorgang zum Opfer fielen. Auch das Nordseegebiet war vor der Eiszeit von einem Land eingenommen, als dessen Rest noch die Untiefe der Doggerbank gelten kann. Rhein und Elbe mündeten weiter nördlich und nahmen die Küstenflüsse der Randgebiete (Themse, Humber) auf (Abb. 63). Eine historische Folge dieses Wechsels an den Küsten der Ostsee zeigt die folgende Tabelle:



Abb. 63. Das postdiluviale Nordsee-land und die Doggerbank.  
Nach GREGORY.

## Niveauschwankungen im Ostseegebiet nach Braun und Quiring.

Jung- allu- vium	1000 n. Chr. Chr. Geb. 2000 v. Chr.	<b>Myameer</b>		<b>Subatlantisch</b> (feucht), Fichte, Buche, Klimaverschlechterung	
		<b>Limnaeamer</b>	Verengung der Sunde Rückgang des Salzgehaltes		
	5500 v. Chr.	<b>Litorinamer</b> (Transgression)	Eustatisches Steigen des Meeresspiegels (80 m seit Beginn der Yoldia-Zeit). Ladogische Transgression	<b>Subboreal</b> (trocken, noch warm), Einwan- derung der Buche <b>Atlantisch</b> (feucht), Eichenmischwald	Neo- lithi- kum
Mittel- alluvium	7800 v. Chr.	<b>Ancylussee</b> 32–33 m über dem Meeresspiegel	Transgression nach Süden. Abfluß durch den Darss. Später über den Svea-Fall (30 m hoch)	<b>Boreal</b> (trocken), Kiefer, Birke. Beginn der Eiche	Meso- lithi- kum
Alt- allu- vium	9500 v. Chr.	<b>Zweite Yoldiaphase</b>	Wasseraustausch über „Närkessund“ Ausbruch 2 u. 3 (7873 v. Chr.)	<b>Subarktisch</b> oder <b>präboreal</b> (kalt)	Jung- paläo- lithi- kum
		<b>Zweiter baltischer Eissee</b> Uferlinien heute 154 m hoch	bei Billingen und 25 m Absenkung. Erneuter Aufstau des Eissees		Jung- paläo- lithi- kum
		<b>Erste Yoldiaphase</b>	Uferlinien 150–160 m im Gebiet der großen schwedischen Seen		Jung- paläo- lithi- kum
		<b>Erster baltischer Eissee</b> Uferlinien heute 205 m hoch	Ausbruch 1 (9600 v. Chr.) Billinger Absenkung 50 m  Abfluß im S der Darsser Schwelle und Großen Belt	<b>Arktisch</b> (kalt)	Jung- paläo- lithi- kum
	11000 v. Chr.				
	13000 v. Chr.				

## V. Entstehung des heutigen Landschaftsbildes.

Die aufeinanderfolgenden Erdschichten zeigten uns die Bausteine, die den Untergrund bilden, die Geschichte der Gebirge aber die Architekturformen des deutschen Bodens. Heute ist von diesem Rohbau nur wenig noch unverändert zu sehen, da äußere Einflüsse die oberflächlichen Skulpturformen herausmeißelten, die das jetzige Landschaftsbild bestimmen. Lange Zeiten der Festlandsentwicklung waren dazu nötig. Für einzelne Gegenden lassen sie sich bis in die Perm- und in die Kreidezeit zurückverfolgen, wo Einebnungsvorgänge begannen, die die weiten Hochflächen schufen, die in einem Teile Mitteldeutschlands als permische Einebnungsfläche (Odenwald) oder als präeoäne und plioäne Landoberflächen (Thüringen, Böhmen, Rheinland, Schwaben) auch heute noch die Landschaft am ausgesprochensten charakterisieren. Diese mitteldeutschen tertiären Landoberflächen wären noch besser erhalten, wenn sie nicht einerseits durch die diluviale und postdiluviale Erosion nach allen Richtungen hin durchschnitten und andererseits durch spätere Hebungen und Senkungen zerstückelt worden wären<sup>1)</sup>.

Die ganze Oberflächengestaltung Deutschlands ist aber in ihrer heutigen Form als Erbschaft der Diluvialzeit anzusehen und durch das Eis und die begleitenden klimatischen Faktoren bestimmt.

Mit Ausnahme des Alpenvorlandes, hat keine der deutschen Landschaften in allerjüngster Zeit so tiefgreifende Veränderungen erlitten wie die ebenen langsam austrocknenden (Veränderung des Grundwasserstandes) Flachlandsgebiete zwischen der Nordsee und dem Baltenlande, wo sich die Flüsse allmählich ihren Weg durch das Gewirr der Moränenhügel schufen. Dazu kommen die langsamen Veränderungen des Bodens (s. S. 78). Wo wir auch die nachdiluviale Geschichte Deutschlands verfolgen, sei es im Norden oder Süden, vor allem aber in Schwaben und in Thüringen, an der Saale und ihren Nebenflüssen (Ilm, Orla, Unstrut), überall beobachten wir die Verlagerung der Flußläufe und der Wasserscheiden. Alte

---

1) HERRMANN, Erdgeschichtliche Grundfragen der Oberflächenformung in Mitteldeutschland. Walther-Festschrift. Leopoldina 1913, S. 71.

Flußterrassen zeigen den einstigen Lauf der Gewässer über die umliegenden Höhen an, die zum Teil erst später, den Fluß ablenkend, gehoben wurden (Finne). Alte Gebirgsgebiete wurden dabei stärker herausgehoben als die Senken.

Das norddeutsche Flachland, die Alpen und ihr Vorland zeigen ebenso glaziale Gestaltung wie die höheren Mittelgebirge. Die zwi-

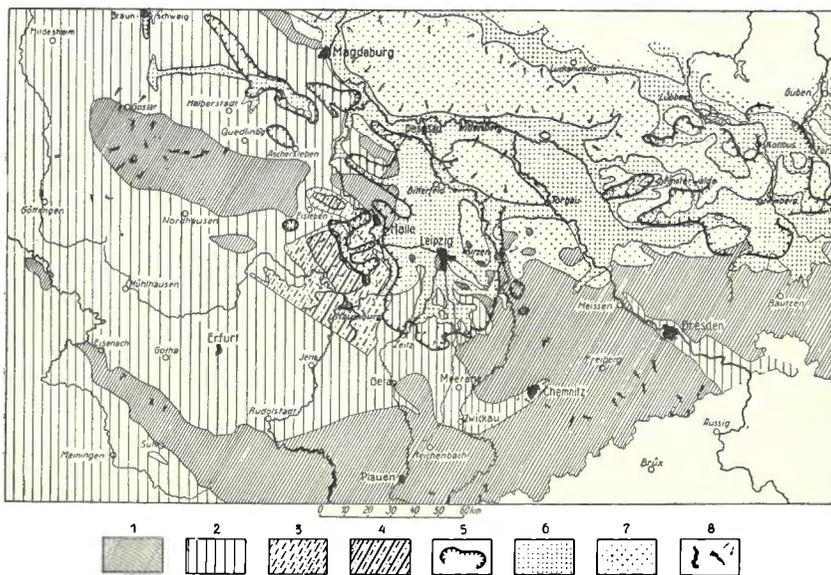


Abb. 64. Karte der Wasserschätze und der Wasserversorgung Mitteldeutschlands. Nach C. GÄBERT und v. SEIDLITZ. Aus „Gas und Wasserfach“, 75. Jahrg. 1932, H. 52.

- 1 Alte größtenteils gefaltete Gebirgs Horste mit spärlichem Grundwasser. Nur Kluft- und Spaltenwasser. Wassergewinnung in großem Ausmaß durch Talsperren.
- 2 Zwischen den Horsten liegende Gebiete jüngerer (permischer und mesozoischer), wenig gefalteter Schichten. In den tieferen wasserspeichernden Horizonten sind, abhängig von der Faltung und von den Bruchlinien (Thüringen), erhebliche Vorräte artesisch gespanntes Wasser vorhanden.
- 3/4 Wasserhorizonte im Buntsandstein (3) und Muschelkalk (4) der Mansfelder und Querfurter Mulde (Naumburg).
- 5 Grenze der älteren (eozänen) braunkohlenführenden Tertiärbecken, deren mächtige Kies- und Sandablagerungen reiche Grundwasserhorizonte beherbergen.
- 6 Breite von den diluvialen Urströmen ausgefurchte Täler (Urstromtäler), die mit Sand, Kies und Schotter erfüllt sind in Verbindung mit alluvialen Talbildungen. Sie bergen die bedeutsamsten Grundwasserströme — zum Teil örtlich artesisch gespannt — Mitteldeutschlands.
- 7 Diluviale Sandplateaus zwischen den Urstromtälern, die ihr Grundwasser fast ausschließlich in die Urstromtäler entsenden (Letzlinger Heide, Ohretal, Fläming).
- 8 Talsperren. Hauptrichtungen der Grundwasserströmung.

schen diesen glazialen Landschaften gelegenen niederen Landstriche und ihre periglazialen Bildungen müssen daher von Kräften gestaltet worden sein, wie sie in den heutigen subpolaren Gebieten, vor allem den Tundren und Steppen, wirksam sind. Der sprengende Frost rief lebhaftige Bildung von Schutt hervor,

der weiter zerkleinert und von Schmelzwasser durchtränkt in Schuttströmen talabwärts bewegt wurde, zum Teil auch in der Form des Erdfließens sich ausbreitete. Gesteinsmassen, die dem Frost länger Widerstand leisteten, blieben als Felsruinen stehen oder bildeten Blockwälle und -meere (Fichtelgebirge, Schwarzwald usw.). Nur langsam abtauende Schneeflecken führten zur Bildung karähnlicher Nischen.

Diese beträchtlichen, fast überall vorhandenen Schuttverlagerungen können nicht nur auf heute noch wirkende Kräfte zurückgeführt werden, ebensowenig der auffallende Gegensatz zwischen der Breite der heutigen Täler und ihrer jetzt geringen Wasserführung. Das heutige Relief gehört daher zum allergrößten Teil der diluvialen Zeit an, die durch ihre anderen und stärker wirkenden klimatischen Faktoren einen unverwischbaren Eindruck dem Landschaftsbilde hinterlassen hat.

Hierdurch wurde aber auch die Zusammensetzung der Böden beeinflußt, die so verschieden sind nach der Art der Verwitterung, nach Untergrund und Umwelt und von denen Besiedelung und landwirtschaftliche Nutzung abhängen. Auch der Lauf des unterirdischen Wassers und die Ansammlungen des Grundwassers werden dadurch bestimmt (Abb. 64), die der Ansiedlung der Menschen und der Wirtschaft die Wege wiesen. Die verschiedenen Arten der Wasserversorgung heutiger Ortschaften zeigen deutlich die Abhängigkeit von der Gestaltung des Bodens und seinen Gesteinen.

So können wir zum Schluß feststellen, daß die verschiedenen Bodenarten und die Wasserführung, als letzte und äußere Erscheinungen des Erdbodens bis in die jüngste Vergangenheit Agrar- und Siedlungsgeschichte unserer Heimat und ihrer Bevölkerung beeinflußten. Es zeigt sich damit auch die enge Verbundenheit zwischen der kulturellen Entwicklung und den natürlichen, aus der Geschichte der Erde gegebenen Grundlagen und ihrem Wandel durch klimatische Einflüsse.

# Sach- und Ortsverzeichnis.

## A.

Acker-Bruchbergzone 108. 109. 110.  
Adlergebirge 95. 96. 97.  
Algonkium 15.  
Allgäuer Alpen 136. 137.  
Alluvium 45.  
Alpen 136.  
Alpenfaltung 70.  
Alpersbacher Schlot 128.  
Alpiden 6. 7. 9.  
Alpine Moränenwälle 137.  
— Trias 34.  
Altenberger Scholle 88.  
Altwatergebirge 98.  
Alzeyer Meeressand 130.  
Ancylussee 139. 141.  
Antiklinalen von Stavelot und Rocroy 116.  
Ardenneninsel 58. 117. 126.  
Asturische Faltung 21.  
Atlantische Eruptivgesteine 48.  
Austriache Faltung 69.

## B.

Baltischer Eisse 142.  
— Höhenrücken 139.  
— Schild 57.  
Basalt 89.  
Batholithe 63. 64.  
Bayrisch-böhmisches Grenzgebirge 80. 81.  
Bayrischer Wald 81.  
Becken von Steinheim 135.  
Bergaer Sattel 100. 107.  
Bernstein 140.  
Bimsteintuff 47.  
Blockverwitterung 84.  
Boberkatzbachgebirge 95. 96. 97.  
Bodenschätze Deutschlands 50.  
Bodegang 111.  
Bodensee 137.  
Böden — Zusammensetzung der 145.  
Böhmerwald 81.  
Böhmische Bäderlinie 89.  
— Masse 80.  
Böhmisches Mittelgebirge 135.  
Bohnerz 55.  
Böllsteiner Odenwald 129.  
Boskowitz Furche 93. 98.  
Bottendorfer Höhe 107.  
Brabanter Massiv 116. 119. 138.  
Braunkohlenablagerungen 40. 52. 139.  
Braunkohle der Ville (Köln) 121.  
— von Helmstedt 139.  
Bretonische Faltung 20.  
Brockenmassiv 110. 111.  
Brünner Überschiebung 82.  
Bucht von Arolsen 121.  
Buntsandtein 28. 29. 30. 33.

## C.

Cenomantransgression 37. 88. 131.  
Cheruskische Achsen 116.  
Clanzschwitzer Grauwacke 90.  
Claustaler Erzgänge 110.

## D.

Danien 37.  
Dachschiefer von Lehesten 101.  
Deckenbau deutscher Gebirge 61.  
— des Harzes 118.  
Deckscholle von Iberg (Harz) 110.  
Devon 18. 19.  
— von Schobüll (Husum) 138.  
Diabasergüsse 18. 19.  
Diluviale Meere 42.  
Diluvium 43. 44.  
— der Alpen 137.  
— Einfluß auf die Oberflächengestaltung 9. 10. 143.  
Dinkelsberg 128.  
Diskordanz 12.  
Dobrilugk (Bohrung) 138.  
Dogger 35.  
Doggerbank 141.  
Döhlener Becken 9. 88.  
Donauabbruch 132.  
Driburger Achse 115.  
Duppauer Gebirge 50. 135.  
Dyas 23.

## E.

Eggegebirge 85. 114. 115.  
Eichsfeld 107.  
Eifel 50. 120. 121. 136.  
Einebnungsvorgänge 143.  
Eisen 55.  
Eklogit 80. 84.  
Elbsandsteingebirge 89. 92.  
Elbtalgraben 88.  
Elbtalschiefergebirge 82. 85. 90. 91. 92. 93.  
Elstereiszeit 139.  
Elztallinie 64.  
Eozän 38.  
Erdbenen (Rheintal) 125.  
Erdfließen 145.  
Erdmagnetische Untersuchungen 76. 77.  
Erdöl 52.  
— — Rheintal 125.  
Erdölbohrungen 106.  
Erdölvorkommen 113.  
Eruptionszyklen 46.  
Eruptivgesteine 45.  
Eruptivmassen, sichelförmige 96.  
Erzgebirge — Nordabfall 89.  
Erzgebirgische Faltung 21.  
Erzgebirgsabbruch 89.

Erzlagerstätten 54.  
 — — Rheintal 125.  
 Eulengneis 89. 97.

**F.**

Faltenvergitterung 113.  
 Faltung der deutschen Mittelgebirge 9.  
 Fenster von Elbingerode 110.  
 Fichtelgebirge 82. 83. 85. 103.  
 Finnestörung 105. 106.  
 Flechtinger Höhenzug 113.  
 Flexur des Harzrandes 112.  
 Flußterrassen 144.  
 Frankenberg-Hainichen-Zwischengebirge  
 60.  
 Frankenwald 82. 83. 84.  
 Frankenhäuser Quersattel 15. 84. 101.  
 Fränkische Bruchlinien 84.  
 — Furche 133.  
 Fränkisches Stufenland 82.

**G.**

Gabbro 47.  
 Geiseltal bei Merseburg 40.  
 Geising bei Altenberg 89.  
 Gemischte Gänge (Thür. Wald) 102.  
 Geologische Grenzen Deutschlands 8.  
 Geophysikalische Untersuchungsmethoden 73.  
 Geröllgneis von Obermitweida 87.  
 Gesenke 97.  
 — hohes und niederes 98.  
 Glatzer Schneeberg 95. 96.  
 Gneise, dichte 87.  
 Gneiskern des Schwarzwaldes 128.  
 Gneiskuppeln 87.  
 Gotlandium 17.  
 Graben von Eberbach 130.  
 — von Schlotheim 106.  
 Grabfeld 106.  
 Granit 22. 46. 47.  
 — apotektonisch 87.  
 — von Eibenstock 83. 88.  
 — von Friedeberg 98.  
 — des Henneberg 102.  
 — von Kirchberg 88.  
 — von Lammersdorf (Venn) 118.  
 — des Riesengebirges 96.  
 — von Strehlen 98.  
 — von Striegau 96.  
 Granitintrusionen 81.  
 Granittektonik 47.  
 Granulit 80.  
 Granulitgebirge 89. 90.  
 Granulitgneis 84.  
 Granulitkuppel 85.  
 Graptolithenschiefer 17.  
 Grauwacken 18. 19. 20.  
 Grenze zwischen Sudeten und Erzgebirge  
 92.  
 — — Ost- und Westsudeten 97. 99.  
 Grundgebirge 13. 156.  
 Grundmoränen 140.  
 Grundwasserströme 144.  
 Günzeiszeit 137.

**H.**

Haardt 122.  
 Habelschwerdter Gebirge 95.  
 Habichtswald 134.  
 Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke 112.  
 Halle-Mansfelder Mulde 111.  
 Halligen 140.  
 Hälleflintgneis 82.  
 Harz 107. 108.  
 Harzvorland 112. 113.  
 Haßberggneise 87.  
 Hattinger Überschiebung 119.  
 Hebriden 6.  
 Hegau 49. 50. 135.  
 Heilquellen 71.  
 Helgoland 138. 140.  
 Helmstedter Mulde 113.  
 Henneberg 84.  
 Hercynausbildung (Devon) 19.  
 Hercynische Brüche 67.  
 Hermundurische Scholle 107.  
 Hessisches Bergland 133.  
 Hessische Senke 115. 131.  
 Hettinger Sandstein 126.  
 Heuscheuergebirge 97.  
 Hirschberger Gneis 89.  
 — Kessel 96.  
 Hochfeldgranit 126.  
 Hochvogesen 125.  
 Hohe Eule 95.  
 Hohentwiel 135.  
 Hohes Venn 118.  
 Hohenzollerngraben 133.

**I.**

Ibbenbürener Platte 100. 115.  
 Ilfelder Becken 111. 112.  
 Ilmtalgraben 105.  
 Injektion, magmatische 12.  
 Innersudetische Hauptverwerfung 93.  
 — Mulde 97.  
 Inntaldecke 136.  
 Intrusionstektonik 63.  
 Isergebirge 92. 95. 96.  
 Isteiner Klotz 128.

**J.**

Jeschken 91.  
 Jura 34.  
 — in Franken und Schwaben 131.  
 Jütländische Schwelle 16.

**K.**

Kaiserstuhl 125. 135.  
 Kaledonische Faltung 17. 57.  
 Kaledonisches Gebirge 6. 7. 8.  
 Kaledoniden, schlesische 96.  
 Kalilager 53. 54.  
 Kalisalzt 27. 28. 113.  
 — Elsaß 125.  
 Kambrium 16.  
 Kammerberg bei Eger 135.  
 Kammgranit (Vogesen) 126.  
 Karbon 20. 21.

Karbongebiet von Oberschlesien 99.  
 Karpinskysche Linien 67. 93.  
 Katagesteine 84. 95.  
 Katharinenberger Kuppel 87.  
 Kellerwald 107. 108. 118.  
 Keuper 29. 30. 33.  
 Kieseloolithschotter 122.  
 Kimmerische Achsen 116.  
 — Bewegungen 68. 69.  
 — Faltung 108.  
 Kippschollen 45. 107. 108.  
 Kippungserscheinungen 133.  
 Kohlengbiet von Lugau-Ölsnitz 88.  
 Kohlenkalk 23.  
 Kohlensäurequellen 134.  
 Kölner Bucht 121.  
 Kontakt von Gefrees 83.  
 Kontakthöfe 22. 46. 104.  
 Kontaktwirkung der Granite 84.  
 Kossmatsche Linie 76.  
 Kraichgau 112. 129.  
 Kreide 36.  
 Kreidetransgression (Rheinland) 121.  
 Kristalline Schiefer 12. 13.  
 Kulm 23.  
 Kupfer 55.  
 Kupferschiefer 27. 28.  
 Küstenkonglomerate 131.  
 Kyffhäuser 106. 107. 112.  
 Kynisches Gebirge 82.

### L.

Laacher See 121.  
 — Auswürflinge 119.  
 Ladogische Transgression 142.  
 Lahn und Dillgebiet 120.  
 Lahnmulde 118.  
 Lakkolith 46. 63. 64. 81.  
 Landoberflächen 143.  
 Landschaftsbild (heutiges) 143.  
 Laramische Faltung 69.  
 Lausitzer Granit 85. 92. 94.  
 — Hauptverwerfung 93.  
 — Platte 88.  
 — Überschiebung 91. 92. 93.  
 Leberauer Grauwacke 126.  
 Leistenschollen 93.  
 Lehtaler Alpen 136.  
 Leinetalgraben 77. 106. 124.  
 Leimitschiefer 84.  
 Leuchtenburgstörung 105.  
 Lias 34.  
 Litorinameer 139.  
 Lößablagerungen 44.  
 Lothringisches Stufenland 127.  
 Löwenberger Kreide 96.  
 Lubine, Zone von 125.  
 Lügischer Bau 93.  
 Lüneburg 138.

### M.

Magdeburger Uferrand 76. 113.  
 Mainzer Becken 39. 40. 130.  
 Malm 35.

Mansfelder Bergbau 106.  
 — Mulde 112.  
 Marmor von Auerbach a. d. Bergstraße 129.  
 — von Wunsiedel 84.  
 Meeresmolasse 137.  
 Meißner 134.  
 Meißner Syenit 91.  
 Mesolithikum 142.  
 Mesovulkanische Gesteine 48.  
 Mesozoikum 15.  
 Metamorphose 12. 13. 14.  
 Mindelzeit 137.  
 Mineralquellen (Rheintal) 125.  
 Minetteerz 55.  
 Miozän 39. 41.  
 Mitteldeutscher Hauptsattel 105.  
 Mitteldeutsche Hauptscholle 100. 101. 133.  
 — Stufenländer 131.  
 — Vulkangebiete 134.  
 Mittelgebirge, böhmische 50.  
 Mittelmeer-Mjösenzone 71. 123.  
 Mittelsächsische Überschiebung 91.  
 Molasse 40. 42. 131. 137.  
 Molassenke Oberschwaben 132.  
 Moldanubikum 82. 84. 95. 98.  
 Moldanubische Überschiebung 61. 63. 98.  
 Molerformation 38.  
 Moravikum 82.  
 Münchberger Gneismasse 60. 83. 84. 85. 89.  
 Münsterer Bucht 121.  
 Muschelkalk 29. 31.  
 Muschelsandstein 32.

### N.

Nachkarbonische Bewegungen 65.  
 Namur 24.  
 Neißegraben 95. 96. 97.  
 Neokom 37.  
 Neolithikum 142.  
 Neozoikum 15. 38.  
 Neuwieder Becken 121.  
 Neuzeitliche Niveauveränderungen 78.  
 Niederes Gesenke 98. 99.  
 Nord- und Ostseeküste 140.  
 Norddeutsches Flachland 138.  
 Nürnberger Tiefbohrung 77. 132.

### O.

Oberhöfer Mulde 102. 104. 112.  
 Oberharz 108. 109.  
 Oberharzer Devonsattel 110.  
 Oberflächengestaltung Deutschlands 143.  
 Oberrheinische Tiefebene 121. 122.  
 Oberrheintalgraben 77.  
 Oberschlesien 51.  
 Ockergang 110.  
 Odenwald 122. 128.  
 Ohre-Katzbach-Abbruch 113.  
 Old-Red 18.  
 Oligozän 38. 39.

Oos-Saalesenke 123.  
 Orlauer Störung 99.  
 Osning 114. 115.  
 Osningfaltung 37.  
 Osningüberschiebung 69.  
 Osteuropäische Tafel 5. 6. 7. 8.  
 Ostrand des Erzgebirges 90.  
 Ostsudeten 98.  
 Ostthüringer Hauptsattel 106.  
 — Schiefergebirge 100. 103.  
 Otzbergspalle 64. 129.

**P.**

Paläogeographische Karten 11.  
 Paläosudetische Schlinge 93.  
 Paläovulkanische Gesteine 48.  
 Paläozoikum 14. 15.  
 Paläozän 38.  
 Palimpseststruktur 103.  
 Pariser Becken 9. 127.  
 Passauer Wald 81.  
 Pazifische Eruptivgesteine 48.  
 Pechkohle, oberbayerische 41.  
 Peribaltikum 8. 76. 77.  
 Periglaziale Bildungen 144.  
 Perm 25. 26.  
 Pfahl 58. 64. 82.  
 Pfahlschiefer 82.  
 Pfälzische Faltung 21. 65.  
 Pfälzer Wald 122. 126.  
 Phonolith der Heldburg 106.  
 Phyllitzone des Erz- und Fichtelgebirges  
 87.  
 Pliozän 42.  
 Pollenanalyse 45.  
 Polnisches Mittelgebirge 61. 99.  
 Posener Flammentone 139.  
 prämesozoische Anlage des Rheintal-  
 grabens 123.  
 Präsideritische Faltung 120.

**Q.**

Quartär 43.  
 Querfurter Mulde 112.  
 Queichtal bei Albersweiler 126.

**R.**

Ramberggranit 110.  
 Randflexur des Thüringer Waldes 103.  
 Renchgneis 125. 127.  
 Rhenohercynische Zone 105.  
 Reichensteiner Gebirge 95.  
 Rheinische Brüche 67. 70. 71.  
 — Richtung 31.  
 Rheinisches Schiefergebirge 116. 117.  
 Rheinisch-Westfälisches Steinkohlen-  
 gebiet 119.  
 Rheinmündung (alte) 141.  
 Rheintal (Längshorst) 125.  
 Rheintalgraben 123. 124.  
 Richelsdorfer Gebirge 133.  
 Ries 50. 133. 135.  
 Riesengebirge 92. 95. 96. 97.  
 Riffbildung (Zechstein) 28. 29.

Ringgau 103.  
 Rißeiszeit 137.  
 Rhön 50. 125. 134.  
 Rotliegendes 23. 25. 26.  
 Rüdersdorf 138.  
 Rügen 138. 140.  
 Ruhlaer Sattel 102. 104. 105.  
 Ruhrrevier 51.

**S.**

Saaleeiszeit 139.  
 Saalesenke 112.  
 Saalische Faltung 21. 65.  
 Saargebiet 51. 122.  
 Saar-Selke-Mulde 122. 123.  
 Sachsenburger Pforte 106.  
 Skandinavisches Inlandeis 139.  
 Salz 53.  
 Salzauslaugung 112.  
 Salzgitterer Höhenzug 116.  
 Salzhorste 113.  
 Salttektonik 106.  
 Savische Faltung 69.  
 Sauerland 120.  
 Saumtiefe 22. 25. 60.  
 Saxonische Bewegung 9. 68. 108.  
 — Störungsrichtungen 66.  
 Saxonisches Bruchfeld 71.  
 — Faltenland 115.  
 — Faltungsgebiet 100.  
 Seismische Untersuchungen 78.  
 Selkemulde 111.  
 Senon 37.  
 Septarienton 130.  
 Siebengebirge 49. 121.  
 Siegerland 119.  
 Siegerländer Block 118.  
 Silesischer Bau 98.  
 Silur 17.  
 Spessart 130.  
 Spessartachse 62. 63. 104. 107.  
 Subhercynisches Becken 113.  
 Sudeten 93.  
 — Außenrand 100.  
 Sudetenrandbruch 93.  
 Sudetische Faltung 20. 21.  
 Sutanüberschiebung 61. 119.  
 Syenit 47.  
 — von Nimptsch 96.  
 — von Meißen 92.

**Sch.**

Schalstein 18. 19.  
 Schalsteinsattel (Elbingerode) 109.  
 Scheibenberg bei Annaberg 88.  
 Schiefer, injizierte 127.  
 Schlotbreccie 135.  
 Schneekoppe 96.  
 Schrägschollentektonik 113.  
 Schuttverlagerung 145.  
 Schwäbische Alb 135. 137.  
 Schwäbisch-bayerische Hochebene 136.  
 Schwäbische Störungen 133.  
 Schwarzawabatholith 98.

Schwarzburger Sattel 15. 85. 102. 104.  
 Schwarzwald 122. 124. 127.  
 Schwereanomalien 74. 75.  
 Schwerestörungen in Mitteleuropa 73.

**St.**

Stefan 21. 24.  
 Steinheimer Becken 50.  
 Steinkohle (Verbreitung) 24. 50.  
 — von Wettin-Löbejün 112.  
 Steirische Faltungsphase 69.  
 Stieger Schichten 108.  
 Störungskreuzungen 78.  
 Störungslinien, alte 64.  
 Strehlaer Gebirge 85. 90. 92.

**T.**

Tafeljura 125.  
 Tanner Grauwacke 108.  
 Taunus 118.  
 Tayabatholith 98.  
 Tektonische Provinzen Deutschlands 62.  
 Terrassen des Rheins 122.  
 Teßgneis 98.  
 Tertiär 38.  
 — Klima des 39.  
 Tertiäre Eruptivgesteine 49.  
 — Gebirgsbildung 41.  
 — Meere 39.  
 Tertiärer Vulkanismus 41.  
 Teufelsmauer bei Timmrode 112.  
 Teutoburger Wald 115.  
 Thüringer Becken 102. 105.  
 — Wald 102. 105.  
 Tornquistische Linie 67. 77.  
 Tourtia 37.  
 Transgression und Regression 8. 12.  
 Transversalflexur 91.  
 Transversalverschiebungen 64.  
 Tremadoc 84.  
 Trias 29. 34.  
 Trierer Bucht 121. 127.  
 Turon 37.

**U.**

Überschiebung von Hohenstein 92.  
 — von Stiege 110.  
 Überschiebungsbau der Vogesen 126.  
 Unterharz 58. 109.  
 Ureuropa 56.  
 Urstromtäler 44. 140.

**V.**

Varisciden 6. 7.  
 Variscischer Bogen 93.  
 — — in Sachsen 86.  
 Variscische Brüche 67.  
 Variscisches Gebirge 59.  
 Variscische Orogenese 21. 25.  
 Variscum der Ostsudeten 98.  
 Variscisch-sudetische Wendung 88.  
 Veränderungen des Grundwasserstandes  
 143.  
 — der Ostseeküsten 79.  
 Vergletscherung der Mittelgebirge 10. 137.  
 Verlagerung der Wasserscheiden 143.  
 Verschiebung der Dreieckspunkte in  
 Bayern 79.  
 Vindelizisches Gebirge 30. 32. 60.  
 Vogelsberg 50. 134.  
 Vogesen 122. 124.  
 Volltroggleitung 119.

**W.**

Wachsenburgstörung 105.  
 Waldenburger Kohlenrevier 97.  
 Wandertektonik 63.  
 Warthaer Gebirge 95.  
 Wasserversorgung 144. 145.  
 Wattenmeerküste 141.  
 Weichseleiszeit 139.  
 Weiler u. Steiger Schiefer (Vogesen) 16. 128.  
 Weserbergland 116.  
 Wesergebirge 115.  
 Wesensteiner Grauwacke 90.  
 Westerwald 49. 121. 136.  
 Westfal 21. 24.  
 Westsudeten 58. 93. 94.  
 Westthüringer N—S-Störung 123.  
 Wettersteingebirge 136.  
 Wetzlarer Überschiebung 120.  
 Wiehengebirge 115.  
 Würmeiszeit 137.

**Y.**

Yoldiameer 139.

**Z.**

Zechstein 25. 27. 30. 33.  
 Zechsteinriffe 102. 104.  
 Zechsteintransgression in Sachsen 88.  
 Zeulenrodaer Sattel 100. 101.  
 Ziegenrucker Mulde 101.  
 Zinnerzlagerstätten 88.  
 Zwischengebirge von Frankenberg-  
 Hainichen 85. 89.

## Wilfried v. Seidlitz

**Revolutionen in der Erdgeschichte.** Akademische Rede, gehalten am 24. Juli 1920 entsprechend den Bestimmungen der Paul von Ritterschen Stiftung für phylogenetische Zoologie. Mit 3 Abbild. im Text und 1 Tabelle. 42 S. gr. 8° 1920 Rmk 2.—\*

**Das Weltbild der Erdgeschichte.** Von Prof. Dr. L. Kober, Wien. Mit 17 Abbild. im Text und 1 tekton. Karte. VIII, 160 S. gr. 8° 1932 Rmk 6.50, geb. 8.—

Inhalt: 1. Vom Sinn der Evolution. / 2. Die materielle Evolution: Allgemeines. Die Eoögea. Die Archäoögea. Die Paläoögea. Die Mesögea und die Känoögea. Die Erde der Gegenwart. Das Problem der Ozeane. Der Bau der Erde. / 3. Die animale Evolution: Die fossilen Lebensräume. Das ältere Leben. Das jüngere Leben. / 4. Die Evolution des Geistes: Allgemeines. Die Menschwerdung. Die ältere Menschheit. (Protolithikum. Miolithikum. Neolithikum. Die mixoneolithischen Kulturen.) Die jüngere Menschheit. Die erdgeschichtliche Forschung. Vom Werden der Religion. Übersicht; allgemeine Erkenntnisse. / 5. Das Weltbild der Erdgeschichte: Evolution. Philosophie der Erde. Der Humanismus.

**Kettengebirge, kontinentale Zerspaltung und Erdexpansion.** Von Dr. B. Lindemann, Göttingen. Mit 24 Abbild. im Text. V, 186 S. gr. 8° 1927 Rmk 9.50, geb. 11.—\*

Inhalt: I. Allgemeiner Teil: 1. Zur Kritik der Kontraktionstheorie. 2. Regionale Grabenbildung. 3. Kontinentalverschiebungen. 4. Alte Kerne und Neuland. 5. Die Geosynklinalen. 6. Ursachen und Arten der Faltung. 7. Die Rolle des Vulkanismus. II. Spezieller Teil: 8. Die süddeutsch-böhmische Sialmasse und die paläozoischen Gebirgssysteme. 9. Das varistische Faltungsgebiet. 10. Die sudetische Umformung. 11./12. Die Westalpen. a) Die französisch-italienischen Alpen. b) Die Schweizer Alpen. 13./14. Die Ostalpen. a) Die Zentralzone und ihre Randmulden. b) Die alpin-dinarische Übergangsregion. 15. Epirogenese und Orogenese. Das Relief der Ozeane. / Autoren- und Sachregister.

**Allgemeine Gebirgskunde.** Von Dr. Otto Wilckens, vordem ord. Prof. der Geologie u. Paläontologie u. Direktor d. geol.-paläontolog. Instituts d. Univers. Straßburg. Mit 115 Abbild. VI, 154 S. gr. 8° 1919 Rmk 4.—, geb. 5.50\*

Inhalt: 1. Einleitung. 2. Das Baumaterial der Gebirge. 3. Die Teile des Gebirges und seine Gliederung. 4. Gebirgssysteme. 5. Die Einteilung der Gebirge. a) geographische Einteilung, b) genetische Einteilung. 6. Die vulkanischen Gebirge. 7. Die tektonischen Gebirge. a) Einleitung; die Dislokationen; die gebirgsbildenden Wirkungen der Dislokationen; die Zerstörungen der tektonischen Gebirge. b) Die Faltengebirge: allgemeiner Charakter der Faltengebirge; junge und alte Faltengebirge; Rumpfgebirge. c) Die Schollengebirge. 8. Erosionsgebirge. 9. Die geographische Verteilung der Gebirge. 10. Die Ursachen der Gebirgsbildung. — Literatur. Erklärung geologischer Fachausdrücke. Register.

**Grundzüge der tektonischen Geologie.** Von Dr. Otto Wilckens, ao. Prof. der Geologie und Paläontologie an der Univers. Jena. Mit 118 Abbild. im Text. VIII, 113 S. gr. 8° 1912 Rmk 3.50, geb. 5.—\*

**Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters.** Von W. Soergel, ao. Prof. a. d. Univers. Tübingen. Mit 6 Tafeln. V, 79 S. gr. 8° 1924 Rmk 4.—\*

**Die Geschichte des Atlantischen Ozeans.** Von Dr. **Hermann von Ihering**, ord. Honorarprofessor der Paläontologie an der Universität Gießen. Mit 9 farbigen Karten. IX, 237 S. gr. 8° 1927 Rmk 15.—, geb. 17.—\*

**Die Frage der Grenzbestimmung zwischen Kreide und Tertiär** in zoogeographischer Betrachtung. Von Prof. Dr. **Georg Pfeffer**, Prof. d. Zoologie a. d. Univers. Hamburg. IV, 103 S. gr. 8° 1927 Rmk 4.50\*

**Grundlagen und Methoden der Paläogeographie.** Von Dr. **Edgar Dacqué**, Privatdoz. an der Univers. München. Mit 79 Abbild. im Text u. 1 Karte. VII, 499 S. gr. 8° 1915 Rmk 14.—, geb. 16.—\*

Inhalt: Einleitung. Allgemeine Tendenz der Vorlesungen. — 1. Wesen und Inhalt der Paläogeographie. 2. Historisches und Literatur. 3. Die Oberfläche und die Struktur der Erde. 4. Die Polverlegungen und die horizontalen Krustenbewegungen. 5. Die Hebungen und Senkungen der Länder und des Meeresspiegels. 6. Das Permanenzproblem. 7. Die Formationen und Ablagerungen als Mittel paläogeographischer Forschung. 8. Die geologische Zeitmessung. 9. Der Entwurf paläogeographischer Karten und ihrer Einzelheiten. 10. Die Paläoklimatologie. / Autorenregister. Sachregister.

**Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde.** Von Dr. **August Sieberg**, Priv.-Doz. für Geophysik a. d. Univers. Jena. Mit 178 Abbild., 1 farb. seismisch-tektonischen Weltkarte und einem Anhang von 17 Hilfstafeln für die angewandte Erdbebenforschung. XIII, 572 S. gr. 8° 1923 Rmk 18.—, geb. 20.—\*

**Geologische Einführung in die Geophysik.** Für Studierende der Naturwissenschaften, des Ingenieurwesens und des Bergbaues, sowie zum Selbststudium. Von Dr. phil. **August Sieberg**, Regierungsrat bei der Reichsanstalt für Erdbebenforschung und ao. Professor für Geophysik a. d. Univers. Jena. Mit 260 Abbild. im Text und 1 farb. Karte. X, 374 S. gr. 8° 1927 Rmk 17.—, geb. 19.—\*

**Einführung in die Erdbeben- und Vulkankunde Süditaliens.** Von **August Sieberg**, Straßburg i. Els. Mit 2 farbigen Ansichten, sowie 67 Abbild. und 1 Karte im Text. VI, 226 S. gr. 8° 1914 Rmk 4.—\*

**Temperatur und Zustand des Erdinneren.** Eine Zusammenstellung und kritische Beleuchtung aller Hypothesen. Von Dr. **Hermann Thiene**, Assistent am Mineralog. Institut d. Universität Jena. VII, 203 S. gr. 8° 1907 Rmk 2.50\*

**Grundriß der Kristallographie.** Für Studierende und zum Selbstunterricht. Von Dr. **Gottlob Linck**, o. ö. Prof. der Mineralogie und Geologie a. d. Univers. Jena. Fünfte, verbesserte Auflage. Mit 486 Originalabbild. im Text und 3 farb., lithographischen Tafeln. X, 293 S. gr. 8° 1923 Rmk 11.—, geb. 13.—\*

**Tabellen zur Gesteinskunde.** Für Geologen, Mineralogen, Bergleute, Chemiker, Landwirte und Techniker, zusammengestellt von Dr. **G. Linck**, o. ö. Prof. der Mineralogie und Geologie a. d. Univers. Jena. Fünfte, verbesserte Auflage. Mit 16 Abbild. auf 8 Tafeln. (Taschenformat.) 1921 kart. Rmk 2.50\*

**Die physikalische Chemie in ihrer Anwendung auf Probleme der Mineralogie, Petrographie und Geologie.** Von **Robert Marc**. Zweite Auflage der „Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre“, neu bearbeitet von Dr. **Hermann Jung**, Privatdoz. für Mineralogie und Petrographie a. d. Univers. Jena. Mit 149 Abbild. im Text. VIII, 214 S. gr. 8° 1930 Rmk 10.—, geb. 11.50\*

**Erdbebenforschung und ihre Verwertung für Technik, Bergbau und Geologie.** Eine erste Einführung zum Selbststudium. Von Univers.-Prof. Dr. **A. Sieberg**, Reichsanstalt f. Erdbebenforschung in Jena. Mit 52 Abbild. im Text. (Erweiterter Abdruck aus „Handwörterbuch der Naturwissenschaften“. 2. Auflage.) VII, 144 S. kl. 8° 1933 Rmk 3.20