

Geognostische Jahreshefte.

Neunzehnter Jahrgang.

1906.

Herausgegeben

im Auftrage des Kgl. Bayer. Staatsministeriums des Königlichen Hauses
und des Äußern

von

der Geognostischen Abteilung des Kgl. Bayer. Oberbergamtes
in München.

1

Oberbergamts-
Bibliothek
geognost. Bureau.

Bayer. Geolog. Landesamt	
Bücherei	
Inv. No.
.....
.....	Jahr.....

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1908.

Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Matthäus Schuster , Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz (Mit 17 Textbildern.)	1—70
Otto M. Reis , Die Niederkirchner und Becherbacher Intrusivmassen. Zur Kenntnis der Gestaltung und Entstehung der intrusiven Gesteinskörper des Pfälzer Sattels (Mit einer Übersichtskarte, einer Profiltafel und einer Kartenskizzenbeilage.)	71—117
Axel Schmidt , Oberkarbonische und permische Zweischaler aus dem Gebiet der Saar und Nahe (Mit Tafel I und 2 Textfiguren.)	119—138
Julius Schuster , Über ein fossiles Holz aus dem Flysch des Tegernseer Gebietes (Mit Tafel II und 3 Textfiguren.)	139—152
Wolfram Fink , Das Eisenglimmervorkommen am Gleißingerfels. Ein Beitrag zur Geologie und Bergbaugeschichte des Fichtelgebirges (Mit einer Textfigur [Situationskärtchen] und einer Planskizzenbeilage.)	153—167
Ludwig von Ammon , Über eine coronate Qualle (<i>Ephyropsites jurassicus</i>) aus dem Kalkschiefer (Mit Tafel III, 4 Textfiguren und einer weiteren Tafelbeilage als Figur 5.)	169—186
Hermann Fischer , Über ein Vorkommen von Jugendformen des <i>Ceratitis compressus</i> (Sandb.) E. Phil. bei Würzburg (Mit 3 Textfiguren.)	187—189
Adolf Schwager , Geologisches Gutachten zur Wasserversorgung der Stadt Nürnberg aus dem Quellgebiet bei Ranna (Mit einem geologischen Kärtchen.)	191—202

Berichtigungen.

Seite 73, Zeile 23 streiche: erneuten,

- „ 94, „ 17 lies: der Schichtenkuppen mit ihren . . .
 - „ 95, „ 2 lies: welche, von tektonischer Entstehung, als . . .
 - „ 101, „ 3 von unten lies: „Fortsetzungen“ statt Forschungen . . .
 - „ 103, „ 33 lies: (vgl. Beil. z. S. 81 S.A.R. und S. 105).
 - „ 107, „ 23 lies: emporgedrungenen, bloßgelegten . . .
 - „ 108, „ 17 lies: letzterwähnten ohnedies auf . . .
 - „ 109, „ 11 von unten lies: welche, anstatt . . .
 - „ 110, „ 29 lies: l. c. „Potzberg“ . . .
 - „ 111, „ 2 lies: mit ihren seitlichen Kompressionswirkungen . . .
 - „ 111, „ 4 lies: letzterer, die . . .
 - „ 112, „ 10 von unten lies: der Gleitbewegung der Oberflächen . . .
-

Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz.

Von

Matthäus Schuster.

(Mit 17 Textbildern).

Einleitung.

Ein Blick auf die geologische Karte der Länder am Niederrhein lehrt uns, daß keiner dieser Landstriche einen derartigen Reichtum an Eruptivgesteinen aufweist, wie gerade das Saar-Nahe-Gebiet.

Im Südwesten von der Saar und der ihr tributären Prims, im Südosten von dem Pfälzer Waldgebirge (Haardt) begrenzt, wird dieses Gebiet im Nordwesten von dem zum rheinischen Schiefergebirge gehörigen Hochwald und dem Hunsrück abgeschlossen, während seine nordöstliche Grenze durch das rheinhessische Hügelland und zwar ungefähr durch den Verlauf der nördlich von Kreuznach in die Nahe mündenden Wies gebildet wird.

Das über 100 km lange und mehr als 30 km breite Gebiet wird zu einem beträchtlichen Teil von der Nahe und ihrem Nebenfluß, dem Glan, in südwest-nordöstlicher Richtung durchzogen, durch welche Richtung auch das Hauptstreichen der Eruptivgebilde angegeben ist.

Eine Wanderung durch dieses landschaftlich reizvolle Gebiet eröffnet dem Geologen auch eine Fülle von geologisch und petrographisch interessanten Bildern.

Da setzen in der nordwestlichen — politisch fast ganz zu Rheinpreußen gehörigen — Hälfte, dem Gebiet der Nahe im engeren Sinne, mächtige Massen von Eruptivgestein die Landschaft zusammen und verleihen, nur zu einem Teil mit Sedimenten überlagert, dieser ein malerisches, felsiges Gepräge; im südöstlichen Teil, dem eigentlichen Gebiet des Glans, oder dem Nordpfälzer Bergland, treten solche Gebilde in den Hintergrund. Hier beherrschen einige mächtige Erhebungen, ihrem Gestein nach eruptiver Natur, das Gelände. Öfters durchsetzen an Umfang nicht gerade bedeutende Pfeiler und selbst langgestreckte Gänge von eruptivem Gestein die Schichten, durch die Verwitterung aus diesen herausgemeißelt, oder oft ansehnliche Züge von Eruptivgestein sind zwischen die Schichten eingebettet, nicht selten auf weite Strecken an den Hängen verfolgbar.

Die Sedimente (Permokarbonbildungen) sind im großen und ganzen in flache Falten gelegt; sie bilden breite, massige Hügel und Berge, die Täler sind häufig tief eingefurcht, so daß das Gebiet einen stark wellig ausgebildeten Oberflächenverlauf besitzt.

Der Unterschied in der Verteilung der Eruptivmassen im Saar-Nahe-Gebiet ist auf geologischen Vorgängen begründet. Bei den Eruptivgesteinen des nord-westlichen Teils findet man nämlich, daß innerhalb ihrer Hauptstreckung mehrfach Magmen übereinander geflossen sind, die nach Absatz des Unterrotliegenden durch dessen muldenartig gelagertes Schichtensystem drangen und sich darüber meist ungestört ausbreiteten; der bayerische Südostteil weist zwar diese Lava-decken ebenfalls auf, ihre horizontale Verbreitung aber gelangt infolge der Steil-lagerung in den aufgerichteten Sedimenten zum Teil nicht zum wahren Ausdruck. Für dieses Gebiet, das tektonisch der Hauptsache nach als Schichtensattel zu be-zeichnen ist, sind nun besonders Gänge und Lagergänge kennzeichnend, die an ungemein zahlreichen Orten die Schichten des Unterrotliegenden durchsetzen oder annähernd in die Schichtfugen eingeschaltet sich vorfinden.

Beiderlei Arten von Gesteinsvorkommnissen dürften im genetischen Zusammen-hang stehen, was die häufige Übereinstimmung von Deckengesteinen und Gang-gesteinen im chemischen Bestand und in der Struktur bekundet.

Diese vulkanischen Äußerungen waren aller Wahrscheinlichkeit nach — wie auch die gleichmäßige schichtenartige Lagerung der Lavenergüsse und der Mangel an sicher nachgewiesenen Explosionsprodukten beweist — in der großen Mehrzahl keine besonders vehementen. Ihr Weg war bereits durch tektonische Bruchstellen im Schichtenaufbau vorgeschrieben, nämlich durch Sprünge oder Klüfte, auf welchen sie emporquollen oder durch Spalten längs den Schichten, die sie erfüllten.

Nach Dr. O. M. REIS¹⁾ sind diese tektonischen Zerspaltungen Begleiterscheinungen einer zu Ende des Unterrotliegenden erfolgten sattelförmigen Emporhebung kar-bonischer und permischer Schichten, wodurch auch die Magmen in der Tiefe befreit wurden. Bis zum Schluß des Oberrotliegenden wurde dieser Sattel (der Pfälzer Sattel) und seine beiden Mulden von mehreren Störungsperioden mit Faltungen und Verwerfungen betroffen, welche unter anderem die früher annähernd horizontalen Lavenergüsse im bayerischen Gebiet zusammen mit den Schichten des Oberrot-liegenden steil aufrichteten.

Was den petrographischen Charakter der Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes betrifft, so handelt es sich um chemisch und strukturell recht verschiedene Gesteine. Sie bilden die Glieder einer Reihe, die vom Quarzporphyr bis zum gabbroähnlichen Diabas (Gabbrodiabas) und seinen Verwandten reicht.

Die Quarzporphyre sind auf verhältnismäßig wenige, allerdings ziemlich mächtige stock- oder lagerstockartige Vorkommnisse beschränkt.²⁾

Was die übrigen Gesteine angeht, so wurden sie bis vor verhältnismäßig kurzer Zeit mit dem Namen „Melaphyre“ bezeichnet, ohne daß man damit mehr als einen geologischen Begriff verbinden wollte. Erst die Vervollkommnung des Polarisationsmikroskops und seine Anwendung durch bedeutende Forscher, wie H. ROSENBUSCH, K. A. LOSSEN u. a., bahnte der Erkenntnis dieser Gesteine den Weg. Die als „Melaphyre“ bisher kurz bezeichneten Gesteine erschienen unterm Mikroskop noch weit verschiedenartiger, als man nach dem makroskopischen Aussehen schon vermutete und der Sammelname „Melaphyre“ konnte für diese Gesteine im petro-graphischen Sinne keine Berechtigung mehr besitzen. Eine Reihe von Melaphyr-

¹⁾ Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken der geognostischen Karte des Königreichs Bayern 1903, „Das Rotliegende (Permische System)“. S. 129.

²⁾ Dr. K. BURCKHARDT tritt für eine Lakkolithnatur dieser Eruptiva, wenigstens was bayerische Vorkommen betrifft, ein. Geogn. Jahreshfte. XVII. 1904.

gesteinen faßte man als Abkömmlinge eines augitdioritischen Magmas in die eigene Gruppe der Augitporphyrite zusammen, so daß — für das Saar-Nahe-Gebiet — das Erbe der Bezeichnung „Melaphyr“ im großen ganzen auf den Rest der basischen permischen Eruptivgesteine — die man als Derivate eines Gabbromagmas bezeichnen darf — fiel. Doch machten sich aus der Notwendigkeit einer mit fortschreitender petrographischer Kenntnis immer mehr betonten Präzisierung der Gesteinstypen bald Bestrebungen geltend, die auf eine Aufteilung auch der Derivate eines Gabbromagmas in strukturell bestimmtere Gruppen hinarbeiteten, was freilich nur unter einer neuen Einschränkung der Bezeichnung „Melaphyr“ auf eine gewisse bestimmt struierte Gruppe von Gabbroabkömmlingen geschehen konnte. Aber dieser Entwicklungsprozeß ist, bei aller Achtung vor der Überlieferung, doch ein ebenso natürlicher und notwendiger, wie der, welcher gegenwärtig auf die Aufteilung der petrographisch so verschiedenartigen Gesteinsgruppe der Basalte hinzielt.

In den Hauptzügen ist die Wissenschaft sich über die geologische und petrographische Rolle der Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes klar geworden. Doch bedarf es noch mancher eingehender Untersuchungen, um sich über die genauere Beschaffenheit der zahlreichen Einzelvorkommnisse, von welchen vor allem auf bayerischem Boden noch eine Anzahl in Betracht kommt, genau Rechenschaft zu geben und dadurch das geologische und petrographische Gesamtbild möglichst einheitlich und vollkommen zu gestalten.

Diese Untersuchungen wurden schon vor längerer Zeit anlässlich der geologischen Aufnahme der Rheinpfalz begonnen; Oberbergrat Professor Dr. LUDWIG VON AMMON sammelte ein stattliches Material von Gesteinen und untersuchte selbst mikroskopisch die auf das Blatt „Zweibrücken“ der geognostischen Karte des Königreichs fallenden.¹⁾ In letzter Zeit wurde von Dr. ERNST DÜLL eine eingehende Beschreibung von Eruptivgesteinen aus dem Gebiet zwischen Glan und Lauter gegeben, dessen geologische Untersuchung von Dr. KARL BURCKHARDT und Dr. OTTO M. REIS unter Zuhilfenahme der durch Dr. LUDWIG VON AMMON bereits vorgenommenen Aufnahmen ausgeführt wurde.²⁾

Ein von Dr. OTTO M. REIS besonders im nordöstlichen Teil unseres Gebietes gesammeltes umfangreiches Material von Eruptivgesteinen wird später zur Untersuchung gelangen. Von außerbayerischen Forschern trug in neuerer Zeit besonders Dr. A. LEPLA zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Rheinpfalz bei.³⁾

Was die vorliegende Arbeit betrifft, so sollen in ihr die nur auf einen kleinen Teil des Blattes „Kusel“ der geognostischen Karte des Königreichs beschränkten mikroskopisch-petrographischen Untersuchungen Dr. E. DÜLLS auf das ganze Gebiet

¹⁾ Dr. L. v. AMMON, Die Steinkohlenformation in der bayerischen Rheinpfalz (Erläut. zu Blatt Zweibrücken. 1903).

²⁾ Dr. K. BURCKHARDT, Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (Bayer. Rheinpfalz). Hierzu: Geologische Karte des Gebietes vom Königsberg und Potzberg. Geognostisch bearbeitet von L. v. AMMON, O. M. REIS und K. BURCKHARDT. — Dr. O. M. REIS, Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. — Dr. E. DÜLL: Petrographische Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem Gebiet zwischen Glan und Lauter. Ferner: Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten etc. (Sämtliche Abhandlungen in den Geognostischen Jahreshften. XVII. 1904.)

³⁾ Dr. A. LEPLA, Der Remigiusberg bei Kusel. Jahrb. für Mineralogie. 1882. II. S. 101. — Über die Lagerungsform des Remigiusberger Eruptivgesteins. Jahrb. f. Min. 1894. I. S. 134. Ferner: Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO-Flügel des Pfälzer Sattels. (Jahrbuch d. kgl. pr. geol. Landesanstalt. XIV. 1894.)

des Blattes „Kusel“ ausgedehnt werden. Zum Zwecke einer abgerundeten Darstellung werden hierbei auch noch einige, zum Teil im preußischen Gebiet liegende, zum Teil auf die anstoßenden bayerischen geognostischen Blätter „Zweibrücken“ und besonders „Donnersberg“¹⁾ fallende interessante Gesteinsvorkommnisse in die mikroskopische Untersuchung mit einbezogen. Die sauren Eruptivtypen auf Blatt „Kusel“ (Porphyre, Felsitporphyre), welche bereits von Dr. E. DÜLL einer eingehenden Darstellung gewürdigt wurden, fallen nicht mehr in den Kreis der Betrachtung, die lediglich die mikroskopische Untersuchung der basischen Eruptivgesteine zum Gegenstand haben soll. — Somit läßt sich diese Arbeit kurz bezeichnen als „Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz“.

Das Material, das dieser Untersuchung zu Grunde liegt, wurde zu einem geringen Teil von mir selbst gesammelt; der größte Teil desselben stammt aus den Aufsammlungen von Herrn Oberbergrat Dr. L. VON AMMON, ein weiterer Teil wurde mir von Herrn Landesgeologen Dr. O. M. REIS, der mich auch mit den geologischen Verhältnissen des Untersuchungsgebietes vertraut machte, aus seinen Einsammlungen zur Untersuchung übergeben. Die beigegeführten chemischen Analysen wurden von Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER ausgeführt.

Es sei mir gestattet, den genannten Herren, insbesondere meinem hochverehrten Chef, Herrn Oberbergrat Professor Dr. LUDWIG VON AMMON, welcher mir das Thema zur Bearbeitung überwies, für die gewährte Unterstützung bei der vorliegenden Untersuchung meinen ergebensten Dank auszudrücken.

An dieser Stelle sei auch meinen hochverehrten Lehrern an der Kgl. Technischen Hochschule zu München, den Herren Professor Dr. KONRAD OEBBEKE und Privatdozent Dr. MAX WEBER, welche mich mit Sorgfalt in die Geologie und Petrographie einführten und mich hierdurch zur Ausführung der vorliegenden Arbeit vor allem befähigten, die Versicherung meines wärmsten Dankes zum Ausdruck gebracht.

Hinsichtlich der Illustrationen möge schließlich noch vermerkt sein, daß sie nach Originalzeichnungen des Verfassers reproduziert worden sind.

Allgemeine Petrographie.

Die im folgenden untersuchten Eruptivgesteine stimmen mit den bisher bekannt gewordenen basischen Eruptivgebilden des Saar-Nahe-Gebietes makroskopisch und mikroskopisch, wie auch in ihrem geologischen Auftreten dergestalt überein, daß sie, mit diesen blutsverwandt, auf den gleichen magmatischen Herd in der Tiefe zurückgeführt werden müssen. Dieser Herd jedoch scheint kein einheitlich ausgebildeter zu sein, denn die Untersuchung der Eruptivgesteine führt zu einer Zuteilung derselben in zwei Tiefengesteinsfamilien, in die eines Augitdiorits und in die eines Gabbros.

In der vorliegenden Arbeit ist der Übersichtlichkeit halber diese Zweiteilung deutlich ausgedrückt worden, obwohl, wie noch verschiedene Male hinzuweisen sein wird, eine scharfe Grenze zwischen den Abkömmlingen des einen und des anderen Tiefengesteins vielfach nicht zu ziehen ist.

Es liegt nahe, dies als Hinweis zu betrachten, daß die beiden Tiefenmagmen nicht in getrennten Bassins sich nebeneinander vorfinden, sondern daß vielleicht der basischere Gabbro eine mächtige randliche Faciesbildung des Augitdiorits, ja daß dieser schließlich selbst wieder eine mag-

¹⁾ Wird zur Publikation vorbereitet.

matische, basische Differenzierung des Granits darstellt, dessen vulkanische Äußerungen wir in einer Anzahl von Quarzporphyrmassiven¹⁾ in der Rheinpfalz erblicken.

Diese Frage jedoch muß eine offene bleiben, um so mehr als die Eruptionsfolge der Abkömmlinge der beiden Tiefengesteine gewöhnlich jene wünschenswerte Gesetzmäßigkeit vermissen läßt, die zu einer Deutung der Vergesellschaftung der beiden Magmen im letztgeäußerten Sinne einwandfrei berechtigen würde; man müßte denn zu ähnlichen Erklärungsversuchen greifen, wie sie BRÖGGER zur Deutung der Eruptionsfolge altkristallinischer Eruptivgesteine im Becken von Christiania mit Geschick anwandte, die aber im vorliegenden Falle nicht klärend, sondern verwirrend wirken würden.

Als Abkömmlinge eines hornblendearmen, augitreichen Diorits (Augitdiorits) treten uns die Augitporphyrite entgegen, Gang- oder Deckengesteine, die in einer pilotaxitischen,²⁾ hyalopilitischen,³⁾ fluidalen oder hypokristallinischen⁴⁾ Grundmasse einen basischen Plagioklas, grünlichen Augit und gelegentlich auch Olivin als Einsprenglinge führen (Andesitischer Porphyrit [Weiselbergit] und Labradorporphyrit).

Eine Mittelstellung zwischen einem Augitporphyrit und einem Kersantit nehmen die sogen. Cuselite ein, körnige bis porphyrische Plagioklas-(Orthoklas-) Augitgesteine, mit Einsprenglingen von Plagioklas und Augit beider Kristallsysteme, mit gelegentlichem Biotit und mit Quarz in der körnigen Grundmasse. — Gleichfalls an einen Kersantit erinnert der anscheinend selten vorkommende Augitsyenitporphyr, der durch eine reichliche Führung von Orthoklas in der mikrogranitischen Grundmasse bemerkenswert erscheint.

Den Schluß der Dioritabkömmlinge bildet ein aplitisches Ganggestein, das durch die Mineralkombination Orthoklas oder Plagioklas und Quarz, bei körniger, nicht selten auch mikropegmatitisch-porphyrischer⁵⁾ Struktur ausgezeichnet ist.

Erinnert ein Teil dieser Gesteine einerseits schon durch die Struktur, die sich häufig von der der tertiären Andesite nicht unterscheidet (wie z. B. beim Weiselbergit) an ihre Abstammung von einem dioritischen Tiefengestein, so fehlen doch andererseits nicht Formen, die entweder durch Reduktion der Einsprenglinge und deren Einbeziehung in die grobkörniger gewordene Grundmasse sich an die zur Gabbrofamilie gehörigen Diabase anschließen (manche Cuselite), oder die durch Aufnahme von dunklen Gemengteilen (Augit, Olivin, Erz) entweder in Diabasporphyrite (manche Labradorporphyrite und Cuselite) oder, falls sich dann auch noch Gesteinsglas in größerer Menge an der Bildung der Grundmasse beteiligt, in basaltische (glasreiche) Melaphyre überleiten (z. B. Labradorporphyrite und Weiselbergite).

Als Derivate eines Gabbromagmas treten vor allem die gabbroähnlichen Diabase auf, zumeist Lagergesteine, die mit einem jungpaläozoischen Alter den Strukturhabitus der altpaläozoischen, gabbroartigen Diabase verbinden. Die für sie charakteristische Mineralkombination ist Plagioklas und Augit (monokliner und rhombischer) in grobophitischer⁶⁾ Verwachsung.

¹⁾ Königsberg, Hermannsberg, Donnersberg.

²⁾ Wie bekannt, eine Bezeichnung von H. ROSENBUSCH für eine Grundmasse, die wie ein Filz von leistenartigen Mikrolithen (Feldspäten) erscheint.

³⁾ Die Grundmasse setzt sich aus einem innigen Gemenge von wirrgelagerten Feldspatmikrolithen mit Augitkörnchen und dazwischen eingeklemmten Glaspertien zusammen („Glasgetränkter Mikrolithenfilz“ ZIRKELS).

⁴⁾ Benennung nach ROSENBUSCH für eine aus kristallinen Gemengteilen und amorpher Substanz zusammengesetzte Grundmasse.

⁵⁾ Die Grundmasse besteht aus Feldspat und Quarz in gegenseitiger, schriftzeichenähnlich im Schnitt erscheinender Durchwachsung.

⁶⁾ Der Augit ist zuletzt oder mindestens mit den Plagioklasen ausgeschieden worden und findet sich von diesen nach allen Richtungen durchschnitten.

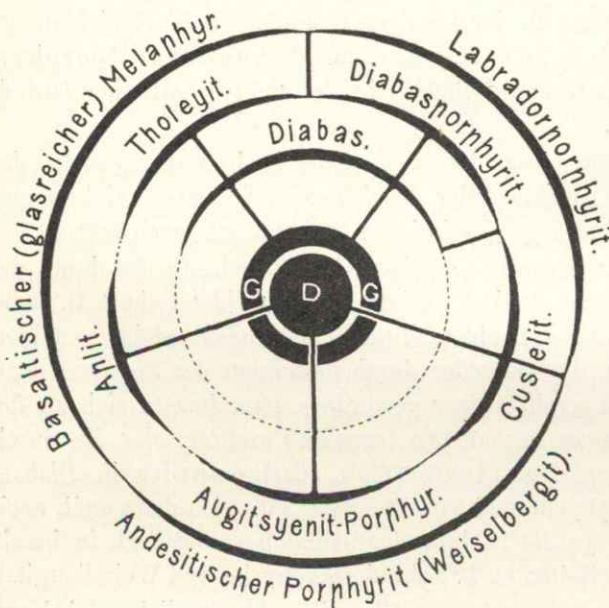
Mit den Diabasen eng verbunden sind die sogen. Tholeyite, in deren meist ausgezeichnet schönen ophitischen Gesteinsverband in wechselnder Menge noch eine halbglastige bis subkristallinische Substanz eintritt.

Die direkten porphyrischen Abkömmlinge des Diabases, die Diabasporphyrite, konnten in unserem engeren Untersuchungsgebiet nur an einer Stelle als schlierenartige Bildung aus Diabas nachgewiesen werden.¹⁾ Sie sind durch eine ophitische Grundmasse und durch Einsprenglinge von Plagioklasen gekennzeichnet. Strukturell stehen sie zum Diabas in einem ähnlichen Verhältnis wie der Granitporphyr zum Granit.²⁾

Tritt zwischen die Gemengteile der Grundmasse noch eine subkristallinische, manchmal glasähnliche Substanz ein, so kann man von einer Tholeyitfazies des Diabasporphyrits reden; Tholeyit im oben gegebenen Sinne bildet sich aus diesem Gestein durch Abnahme der Plagioklaseinsprenglinge aus. Übergänge zu den basaltischen (glasreichen) Melaphyren entwickeln sich durch Ersetzung des größten

Teils des Grundmasseaugits durch Gesteinsglas und durch Herausbildung von Einsprenglingsaugit und Einsprenglingsolivin. Als Charakteristikum der letztgenannten Gesteine kann die an dunklen Gemengteilen reiche, aus miteinander verschränkten Feldspatleistchen, Augit- und Erzkörnern und einer oft ansehnlichen Menge von Gesteinsglas aufgebaute Grundmasse angesehen werden.

Der Olivinegehalt der Gabbroabkömmlinge ist ein wechselnder; ein Teil der dem basaltischen (glasreichen) Melaphyr nahestehenden Dioritabkömmlinge (Weiselbergit und Labradorporphyrit) kann ebenfalls



Figur 1.

D = Augitdiorit.

G = Gabbro.

Olivin in den Gesteinsverband aufnehmen, der in beiden Fällen im allgemeinen keinen wesentlichen Einfluß auf den petrographischen Habitus ausübt, eine ähnliche Rolle wie der rhombische Augit spielt und ihn unter Umständen zu vertreten scheint.

Die Beziehungen der Eruptivgesteine des untersuchten Gebiets, wie sie im vorstehenden wiedergegeben worden sind, versuchte ich in der Fig. 1 schematisch zur Darstellung zu bringen. Die Erscheinung, daß die Gesteine der einen Tiefengesteinsfamilie sowohl unter sich als auch mit denen der anderen Familie in Zusammenhang stehen, verlangte die Darstellung des Schemas in Form eines konzentrischen Kreissystems, dessen Kern von den Tiefenmagmen Augitdiorit (D) und

¹⁾ Sie treten anscheinend im Saar-Nahe-Gebiet überhaupt nicht als geologische Körper auf; ihre Äquivalente sind wohl die Tholeyite. — Was man heutzutage als Diabasporphyrit (bei größeren Vorkommnissen aus dem Saar-Nahe-Gebiet angeführt findet, ist teils Cuselit, teils Labradorporphyrit, teils Tholeyit.

²⁾ „Strukturell“ nur, wegen der eigentümlichen Doppelrolle des Diabases, als tiefengesteinsähnliches Lagergestein und als gelegentliches effusives Deckengestein.

Gabbro (G) eingenommen wird, von welchen sich die übrigen Gesteine ableiten. Der dem Kern am nächsten liegende (punktierter) Kreis wird zum Teil von dem gabbroähnlichen Diabas eingenommen; durch seine Stellung im Schema soll seine eigentümliche Zwischenrolle eines Tiefen- und eines Lagerganggesteins angedeutet sein; auf dem nächsten Kreis liegen die Intrusivlager- und Ganggesteine der Tholeyite und der Diabasporphyrite, der Cuselite, Augitsyenitporphyre und Aplite; der äußerste Kreis ist von den basaltischen (glasreichen) Melaphyren, den Labradorporphyriten und den andesitischen Weiselbergiten als den ausgeprägtesten Effusivgesteinen eingenommen.

Alle abgeleiteten Gesteine, die durch direkte strukturelle Übergänge im Zusammenhang stehen, sind peripher oder radial miteinander verbunden.

Wie man aus dem Schema ersieht, sind fast alle Gesteinstypen mit Gesteinen der eigenen oder der anderen Familie durch Übergänge in Verbindung zu bringen. Nur die dioritverwandten Aplite lassen sich vermöge ihrer eigenartigen petrographischen Stellung nicht direkt mit irgend einem anderen abgeleiteten Gestein in Beziehung setzen.

Was das Schema betrifft, so sei betont, daß es nur Anspruch auf den Versuch einer Darstellung der Differenzierung zweier Tiefengesteine und des Zusammenhangs der Differenzierungsprodukte untereinander erhebt, wie sie die Untersuchung der Eruptivgesteine für ein bestimmtes Gebiet ergab.¹⁾ Jeder andere Sinn, insbesondere die Darstellung der geologischen Bedeutung der einzelnen Gesteinsformen im Aufbau des untersuchten Gebietes, war von vornherein nicht beabsichtigt.

Abkömmlinge eines Gabbromagmas.

Unter dem allgemeinen Begriff „Melaphyre“ wurden bisher sämtliche paläovulkanischen Ergußgesteine eines Gabbromagmas zusammengefaßt, die ihrem Mineralbestand und ihrer Struktur nach olivinfreie oder olivinhaltige Plagioklas-Augitgesteine darstellen, meistens durch deutliche porphyrische Struktur und durch beträchtliche Mengen farbiger Gemengteile unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse ausgezeichnet.²⁾

Im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes treten sie in enger Vergesellschaftung mit Diabasen oder diabasverwandten Tholeyiten auf, so daß diese als diabasische oder doleritische Melaphyre oder als „Diabaszonien der Melaphyre“ mit in den Begriff „Melaphyr“ eingereiht wurden, der demnach nicht mineralogisch bestimmt war, sondern einen Sammelbegriff darstellte.

Er umfaßte denn für die Verhältnisse des rheinischen Perms die ganze ununterbrochene Gesteinsreihe vom grobophitischen Diabas (Gabbrodiabas) durch den Diabasporphyrit zum glasreichen eigentlichen Melaphyr, wozu noch die sogen. „Spilite“³⁾ und die Tholeyite kamen, letztere Gesteine, in deren ophitischen Gesteinsverband untergeordnet eine subkristallinische oder halbglasige Substanz eintritt.

Ein Sammelbegriff, wie der des „Melaphyrs“, der teils typisch körnige, teils ausgezeichnet porphyrische Gesteine in sich schließt, ist, wie ich glaube, nur ge-

¹⁾ Es ist somit nicht ausgeschlossen, daß in anderen Eruptionsgebieten des Saar-Nahe-Landes die Differentiation der Tiefenmagmen nicht auch noch andere Wege gehen und daß insbesondere die Beziehungen der Eruptivgesteine sich nicht auch etwas verschieben oder erweitern könnten. Oft ist es schwierig zu erkennen, ob bei einem vorliegenden Mischtypus eines Gesteins es sich um einen normalen, durch die natürlichen Verwandtschaftsverhältnisse bedingten Übergang zwischen zwei Gesteinen handelt, oder ob nur eine im Schmelzfluss stattgehabte mechanische Vermengung zweier nicht zunächst (oder überhaupt nicht) verwandter Gesteinsdifferenzierungen vorliegt. Gerade hierdurch wird eine nur einigermaßen der Wirklichkeit entsprechende graphische Darstellung der Beziehungen der Gesteinsdifferenzierungsprodukte erschwert.

²⁾ H. ROSENBUSCH, Mikr. Physiographie d. mass. Gest. II. 1896. S. 1051.

³⁾ „Einsprenglingsfreie oder doch sehr einsprenglingsarme, durch ihre auffallende Neigung zur Mandelsteinbildung ausgezeichnete, leicht verwitternde und glasführende Melaphyre“ (ROSENBUSCH), Gesteine, die für meine Untersuchungen nicht in Betracht kommen.

eignet, die Unsicherheit, die jetzt noch hinsichtlich der Definition des Melaphyrs gelegentlich zum Ausdruck kommt, zu erhöhen. Diese Unsicherheit würde behoben und das Verständnis der permischen Eruptivgesteine unseres Gebietes wesentlich gefördert, wenn man den „diabasischen und doleritischen Melaphyren“, unbekümmert um ihr relativ junges Alter, die Bezeichnung „Diabase“ und „Diabase mit subkristallinischer bis halbglassiger Zwickelsubstanz“ (mit dem Lokalnamen „Tholeyite“) gibt.¹⁾ Die durch die Überlieferung geheiligte Bezeichnung „Melaphyr“ mag immerhin auf jene ausgezeichnet porphyrischen Augit-Plagioklasgesteine angewendet werden, die bei einem Kieselsäuregehalt von nicht über 55 % und einem entsprechenden Reichtum an zweiwertigen Metallen eine glasreiche divergentstrahlige Grundmasse aufweisen. In der wissenschaftlichen Praxis bezeichnet man häufig diese Gesteine als „basaltische“ Melaphyre, um ihre Ähnlichkeit mit manchen Feldspatbasalten darzutun; der Mangel auch eines festen petrographischen Begriffes des Wortes „basaltisch“ läßt es aber rätlich erscheinen, diese Bezeichnung durch das Attribut „glasreich“ schärfer zu bestimmen.

Somit löst sich für unser Gebiet die „Melaphyrgesteinsreihe“ auf in Diabase — Diabase mit subkristallinischer Zwickelsubstanz (Tholeyite) — Diabasporphyrite und basaltische (glasreiche) Melaphyre. Das Verhältnis der letzteren zum Diabasporphyr und Diabas ist hierbei strukturell ein ähnliches, wie das eines glasreichen Quarzporphyrs zum Granitporphyr und Granit.

In der makroskopischen und mikroskopischen Struktur weichen die Abkömmlinge eines Gabbromagmas zum Teil erheblich voneinander ab.

Die Unterschiede in der Ausbildung waren bedingt durch die physikalischen Verhältnisse der Umgebung des erstarrenden Magmas. Stock- und lagerartige Massen pflegen häufig von Diabasen und Tholeyiten, Gänge von basaltischen (glasreichen) Melaphyren und porphyritischen Tholeyiten, Decken gerne von basaltischen (glasreichen) Melaphyren gebildet zu werden.

Kann man somit auch die Abkömmlinge eines Gabbromagmas in verschiedene, in der typischsten Ausbildung wohl voneinander unterscheidbare Gruppen einteilen, so wird bei der Untersuchung der häufigen Übergangsformen doch immer auch die subjektive Empfindung über die Zuteilung derselben zu dieser oder jener Gruppe mit zu entscheiden haben.

I. Diabas mit gabbroähnlicher Struktur (Gabbrodiabas).

Neben den effusiven Decken im unteren Oberrotliegenden begegnen uns im bayerischen Anteil des Saar-Nahe-Gebietes nur an wenigen Stellen ausgedehntere Vorkommnisse von eruptivem Gestein aus der Familie des Gabbros. Das bedeutendste hiervon ist der mächtige Eruptivgesteinskomplex, der im Lautertal sein westliches und im Alsenztal sein östliches Ende besitzt, während er ungefähr in seiner Mitte um das Dorf Niederkirchen zur größten Horizontalerstreckung gelangt.

¹⁾ K. A. LOSSEN erkennt den Ausdruck „Diabas“ für die diabasischen Gesteine des Karbons und des Rotliegenden nicht an. Nach ihm sind sie nur „Diabafazies eines Melaphyrs“, da echte Diabase nicht jünger als devonisch sein sollen (Z. d. d. g. G. XXXVIII. 1886. S. 921). — Die preußische geologische Landesaufnahme bezeichnet nunmehr die Diabase und Tholeyite als „Mesodiabase“ und „Mesodolerite“. An dem Gebrauch des Wortes „Mesos“ für Gesteine aus einer paläozoischen Formation übt VAN WERVEKE (Erläuter. zu Blatt Saarbrücken S. 112) eine nicht ganz ungerechtfertigte Kritik aus.

Dieser geologisch eine zwischen die Schichten des Unterrotliegenden eingebettete Intrusivmasse darstellende Gesteinskomplex — das Niederkirchner Massiv — wird ziemlich allgemein in der Litteratur nunmehr als „Tholeyit“ aufgeführt,¹⁾ welche Bezeichnung meines Erachtens aber nur für die Oberflächenpartien dieses Massivs, d. h. für die der Schichtenhülle näher gelegenen und durch die Erosion am häufigsten freigelegten Gesteinspartien gelten kann. Der Kern der Intrusivmasse hingegen wird von einem grobophitischen, gabbroähnlichen Diabas, dem ich deswegen die Bezeichnung „Gabbrodiabas“ geben möchte, eingenommen. Er ist gegen die umgebenden Schichten zu umhüllt von der stellenweise mächtigen Schale einer als „Tholeyit“ bezeichneten Gesteinsmodifikation, die, mit dem Kern durch Übergänge verbunden, sich in der typischen Ausbildung durch eine oft nicht unansehnliche Menge einer eigenartigen, subkristallinischen Substanz zwischen den Gesteinsgemengteilen vom Diabaskern unterscheidet. Mit der Entfernung vom Kern des Intrusivlagers wird die tholeyitische Ausbildung des Diabases feinkörniger und porphyrischer, besonders dort, wo sie als Ausstrahlung vom Hauptkomplex getrennt erscheint, und schließlich kann sich aus dem tholeyitischen Gestein, wo die Verhältnisse der Kristallisation günstig lagen, eine Gesteinsausbildung vom Typus der effusiven basaltischen (glasreichen) Melaphyre entwickeln. Neben den tholeyitischen und melaphyrischen Entwicklungsformen des Gabbrodiabases findet sich auch eine diabasporphyritische (S von Niederkirchen), so daß der Gabbrodiabaskern der Niederkirchner Intrusivmasse das Ausgangsgestein für alle übrigen gabbroverwandten Eruptivgesteinsformen auf einen nicht unerheblichen Flächenraum hin bildet.

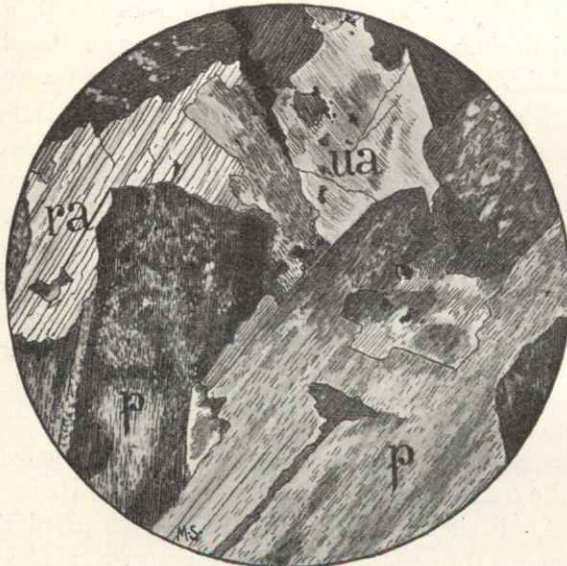
Um die Niederkirchner Intrusivmasse mit ihrem Gabbrodiabaskern gruppiert sich fast die Hälfte der von mir im folgenden beschriebenen Gesteine aus der Gruppe des Diorits wie des Gabbros. Teils stehen sie in direktem Zusammenhang mit dem Niederkirchner Massiv, teils sind sie mit ihm aufs engste vergesellschaftet. Auf eine ausführliche geologische Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Niederkirchner Gesteinskomplexes, wie sie dessen Wichtigkeit eigentlich erfordert, kann ich leider nicht eingehen, ohne die Grenzen dieser Arbeit nicht weit zu überschreiten. Eine Darstellung der geologischen Rolle, die das Niederkirchner Intrusivgestein und die ihm im Norden und Osten benachbarten Eruptivgesteinsvorkommen im Aufbau des Gebietes einnehmen, wird Herr Dr. O. M. REIS, der das Gebiet um das Niederkirchner Massiv neben Herrn Oberbergrat Dr. L. VON AMMON geologisch untersuchte, im Anschluß an die petrographischen Untersuchungen in diesen Jahreshften niederlegen. Für die engeren Zwecke der Arbeit dürften einige allgemein gehaltene, in den Text eingeflochtene geologische Hinweise und ein von mir nach den amtlichen Aufnahmen der beiden eben genannten Autoren gefertigtes Kärtchen mit der Übersicht der Verteilung und der Form der Eruptivgesteine in der Niederkirchner Gegend genügen.²⁾

Das Hauptmaterial zur mikroskopischen Untersuchung des Gabbrodiabases lieferte der verlassene Steinbruch 1 km südlich von Niederkirchen, der auf einem eng begrenzten Raum eine Anzahl von petrographisch interessanten Erscheinungen zeigt. Dort baut sich eine mächtige Wand aus einem Gestein auf, das nach der

¹⁾ Man vergleiche beispielsweise H. ROSENBUSCH, loc. cit. S. 1074.

²⁾ Die „Übersichtskarte über die Niederkirchen-Becherbacher Intrusivmasse und die ihr benachbarten Eruptivvorkommen“ ist der nachfolgenden Abhandlung von Dr. O. M. REIS beigelegt.

Untersuchung als ein gabbroähnlicher Diabas mit Hinneigung zur tholeytischen Ausbildung bezeichnet werden kann. Wir befinden uns demnach an der Grenzregion vom Gabbrodiabaskern zu seiner randlichen tholeytischen Modifikation und zwar fast näher dem ersteren als der letzteren. Denn die nur mikroskopisch erkennbaren Anzeichen tholeytischer Entwicklung sind meist geringfügig und mitunter überhaupt nicht nachweisbar. Man hat jeden Grund, anzunehmen, daß nach der Tiefe zu das Gestein dieselbe gabbroähnliche Entwicklung zeigen wird, wie sie an dieser Übergangszone zur tholeytischen Modifikation da und dort an dem Gestein beobachtet werden kann; die Schilderung der mikroskopischen Eigenschaften des Gabbrodiabases aus der Randzone des Niederkirchner Massivs dürfte demnach wohl auch in allen wesentlichen Punkten für den eigentlichen Gabbrodiabaskern dieser großen Intrusivmasse Geltung haben. — Aus dem gabbrodiabasischen Anteil



Figur 2.
Gabbrodiabas von Niederkirchen.
Dünnschliffbild ($\frac{70}{1}$). Nicols gekreuzt.
p = Plagioklas. ua = Uralitisiertes Augit.
ra = Rhombischer Augit.

der Gesteinswand entwickelt sich, wie einer genaueren Beobachtung nicht entgehen kann, eine ziemlich mächtige Schliere von Diabasporphyrit, dessen Beschreibung Aufgabe des nächsten Kapitels sein wird.

Der ganze Gesteinskomplex ist durchzogen von mehreren fremden Eruptivgesteinsgängen (nach der mikroskopischen Untersuchung überraschenderweise ein Aplit¹⁾ und ein dichtes cuselitartiges Gestein), sowie von Adern von grobkristallinischem Kalkspat und von Roteisenerz. Diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß der Gesteinskomplex noch einem postvulkanischen Angriff ausgesetzt war, was auch die mikroskopische Untersuchung bestätigt.²⁾ Die Gesteinswand zeigt sich ziemlich regelmäßig in verti-

kale dicke, von NW. nach SO. streichende Platten abgesondert, die auch durch die fremden Gesteinsgänge hindurchsetzen (vgl. auch Fig. 14, S. 51).

Makroskopisch bietet der Gabbrodiabas keine besonderen Eigenschaften: Er ist ein etwas über mittelkörniges unfrisches Plagioklas-Augitgestein. Der Feldspat bildet trübe unregelmäßige, der Augit schwarze glanzlose Körner. Die allgemeine Färbung des Gesteins ist grau infolge des Durchdunkelns des Augits durch den überwiegenden Feldspat. Die Verwitterungsrinde ist braun.

¹⁾ Diese Gänge finden sich noch an mehreren Stellen des Niederkirchner Massivs. Sie werden den Gegenstand eines eigenen Kapitels bilden.

²⁾ Die schon von GÜMBEL erwähnten zahlreichen Vorkommnisse von Zeolithen und anderen wasserhaltigen Silikaten auf Klüften des Niederkirchner Gesteins (Sattelberg nördlich von Niederkirchen) weisen ebenfalls auf einen postvulkanischen Angriff hin, dem sonach das ganze Massiv ausgesetzt war (Bavaria. IV. S. 46 und Geologie von Bayern. II. S. 974).

Das mikroskopische Bild des Gesteins ähnelt dem eines Gabbros, dessen Diallag durch basaltischen Augit ersetzt ist (Fig. 2).

In den Fugen zwischen den ansehnlichen tafeligen oder gedrungen-prismatischen Feldspatkörnern ist der Augit in meist unregelmäßigen, selten halbwegs idiomorphen Körnern eingeklemmt, deren häufig übereinstimmende optische Orientierung die Zugehörigkeit zu einem großen zerstückelten Augitkorn beweist. Die Struktur des Gesteins muß demnach als eine grobophitische (gabbroähnliche) bezeichnet werden.

Der weitaus vorherrschende Feldspat ist ein meist stark basischer, dem Labrador nahestehender, mehr oder minder in kaolinische, serizitische oder in — noch später zu besprechende — zeolithartige Substanzen zersetzter Plagioklas, dessen feine Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz zumeist durch die Zersetzungsprodukte überwuchert ist. Bemerkenswert ist der Mangel an kalzitischen oder chloritischen Zersetzungserscheinungen.¹⁾

Der zwischen den Feldspäten eingekleite Augit bildet im frischen Zustande lichtrötliche, meist allotriomorphe Körner, die oft Neigung zu stengeliger Ausbildung zeigen. Neben der bekannten prismatischen Spaltbarkeit von annähernd 90° finden sich noch scharfe Risse nach der Querfläche. Zwillinge nach letzterer sind weit verbreitet. In der Mehrzahl der Präparate ist der Augit ein monokliner Pyroxen; rhombischer Augit, stets zu faserigem bastitähnlichem Serpentin zersetzt (faserig parallel der Hauptachse des Augits; pleochroitisch: bräunlichgrün || c, gelb || a) ist seltener, tritt aber gerne annähernd idiomorph auf (Fig. 2).

Ganz allgemein ist eine Umwandlung des vorherrschenden monoklinen Augits in olivengrüne uralitische Hornblende, die sich in den Anfangsstadien durch Bildung eines mit zahllosen Spitzchen ins Innere des Augitkorns vorgreifenden grünen Saumes kund gibt, während der übrige Teil des Kornes in ein feines schilfiges Aggregat von annähernd parallel zu einer Spaltbarkeit angeordneten Nadelchen (Ch₂ +), die sich nur bei gekreuzten Nicols wahrnehmen lassen, umgewandelt ist. Eine parallel den Fäserchen dahinwandelnde Auslöschung läßt sich häufig wahrnehmen, was wohl auf eine gekreuzte Lagerung der Uralitfäserchen hindeuten dürfte. An einem Individuum konnte ich in der Tat eine Lagerung der Fäserchen unter einem Winkel von 120° (Hornblende-spaltungswinkel!) beobachten.²⁾ In Augitzwillingen sind die Uralitnadelchen symmetrisch zur Zwillingsnaht orientiert. Mit der Zunahme der Uralitisierung erhöht sich die Menge der Nadelchen und die Intensität der Färbung, bis schließlich ein braungrünes dichtes Hornblendeaggregat von der Form des ursprünglichen Augits resultiert.

Merkwürdigerweise findet sich neben der Uralitisierung des Augits noch eine Umwandlung desselben in braune Hornblende, die sich mitunter als randliche Anwachsung in Gestalt kleiner Schmitzchen (Absorption: c = b braun, a lichtbräunlich; c : c = 22°) vorfindet.

Ein kleiner Teil der Augite ist im Gegensatz zu dem umgewandelten Hauptteil bemerkenswert frisch.

Recht auffallend ist an einer Gesteinsprobe³⁾ der Reichtum an Epidot, der entweder in Nestern von Erbsen- bis Nußgröße im Gestein auftritt oder Sprünge in den Feldspäten, sowie die Fugen derselben untereinander auskleidet. Er ist teils körnig und gelaßt, teils radialstrahlig oder schuppig, in den nesterartigen

¹⁾ Auch die von diesem körnigen Gestein sich ableitenden porphyrischen Ausbildungen lassen diese Umsetzung vermissen. H. ROSENBUSCH schreibt (Mikr. Phys. d. mass. Gest. II. 1896. S. 281) diesen Mangel den Gabbrogesteinen zu und benützt ihn sogar zur Trennung der an kalzitischen Zersetzungserscheinungen reichen, echten Diabase von den Gabbrogesteinen. (Ebenda S. 1098.)

²⁾ Bezüglich „schiefer Lagerung von Uralitfasern“ vergleiche man: A. LEPPLA, Der Remigiusberg bei Kusel. J. f. Min. 1882. II. S. 115.

³⁾ Entnommen der Mitte der Gesteinswand aus dem verlassenen Bruch südlich von Niederkirchen. Makroskopisch ist die Probe dioritähnlich; die dunklen körnigen bis stengeligen Gemengteile sind zum Teil grünlich angehaucht.

Vorkommnissen farblos, sonst intensiv grün gefärbt, mit einem Pleochroismus teils von braungelb (\parallel der Faserachse) zu lichtgrün (\perp dazu), teils von blaugrün zu fast farblos.

Die getreue Ausfüllung von Lücken und Sprüngen in den Feldspäten mit Epidotstrahlenbündel, ohne daß sich diese weiter über das Feldspatkorn ausbreiteten, dürfte gegen eine Annahme der Bildung des Epidots aus den Plagioklasen — nach Art der Saussuritisierung — sprechen. Das häufige Vorkommen des Epidots in den Fugen oder Zwickeln der Feldspatkörner könnte wohl verleiten, ihn als eine Umbildung aus Augit — dessen Stelle er in diesem Falle ja einnimmt — erscheinen zu lassen, wobei aber immerhin das engbenachbarte Vorkommen von unzersetztem Augit neben Epidot beachtenswert ist. Die Erscheinung aber, daß auch durch das Präparat setzende feine Risse mit Epidot ausgeheilt sind, sowie das merkwürdige nesterartige Auftreten von farblosem, körnig angeordneten und in den buntesten Tönen interferierenden Epidots, wobei die Wände der Nester eine Auskleidung von grünem Epidot tragen,¹⁾ berechtigt zur Annahme, daß der Epidot seine Entstehung dem eingangs erwähnten postvulkanischen Prozesse verdankt, indem eine heiße Minerallösung von Epidot in die Haarspalten des durch überhitzte Dämpfe gelockerten Gesteins hineingepreßt wurde und dort kristallisierte.

Neben dem Epidot, aber von ihm unabhängig, finden sich in einigen Proben aus dem Steinbruch noch eigenartige Mineralaggregate, nach den optischen Eigenschaften ziemlich sicher Zeolithe, die gleich ersterem mikroskopisch nester- und gangförmig auftreten, aber zum Teil auch die Feldspäte überdecken und die ihre Entstehung wohl einer Umbildung von Feldspäten gleichfalls unter dem Einfluß eines postvulkanischen Angriffs verdanken.²⁾ Sie zeigen sich dem Auge als farblose und — nur bei gekreuzten Nicols wahrnehmbar — schuppige Gebilde (als direktes Zersetzungsprodukt der Feldspäte) oder als strahlige, fahnen- bis fiederförmige, eng verfilzte Aggregate (als nester- und gangartige Bildungen, entstanden durch Auslaugung und Entführung des Zeoliths aus den Feldspäten), deren Lichtbrechung die Größe 1,5 kaum erreichen dürfte und deren niedere Doppelbrechung sich durch gelblichweiße Interferenzfarben kundgibt. In den strahligen Ausbildungen ist der Zonencharakter negativ (Desmin?).

Die untersuchten Gesteinsproben sind nicht sonderlich reich an titanhaltigem Magnetit, der meist in Körnern, oft von Titanit und Leukoxen begleitet, sich vorfindet.

Apatit zeigt sich in manchen Präparaten häufig in ansehnlichen, nadelförmigen, farblosen Prismen.

II. Diabasporphyrit.

Diabasporphyrit wurde von mir nur in dem bisher mehrmals erwähnten Steinbruch südlich von Niederkirchen als schlierenförmige Differenzierung des Gabbrodiabases (vgl. Fig. 14, S. 51) aufgefunden; Proben dieser Gesteinsart von anderer Seite liegen nicht vor, doch dürfte sie sich in Form von Schlieren wohl noch öfters im Gebiet des Niederkirchner Massivs vorfinden. — Eine Reihe von Dünnschliffpräparaten ermöglichte es mir, die allmähliche Entwicklung des Diabasporphyrits aus dem Gabbrodiabas in schöner Weise zu verfolgen.

¹⁾ In selteneren Fällen ist auch der grüne Epidot umrandet von farblosem bis ganz schwach lichtgrünlichem Zoisit, der in Form von hochlichtbrechenden aber sehr schwach doppelbrechenden, rosenkranzartig aneinander gereihten winzigen Körnchen auftritt.

²⁾ Man vergleiche die Hinweise von H. ROSENBUSCH auf ähnliche Erscheinungen (loc. cit. S. 283). Hier sei an die Angabe von GÜMBEL (Geologie von Bayern. II. S. 974) nochmals erinnert, wonach auch makroskopisch in der Niederkirchner Intrusivmasse „seltene Zeolithe, wie Analzim, Chabasit, Laumontit (Leonhardt) und Prehnit neben Datolith, Achat, Kalkspat und Grünerde“ gefunden wurden.

Ohne daß die hypidiomorphe, breittafelige Form der Feldspäte des Gabbrodiabases sich im wesentlichen ändert, kann die Menge des Augits in den Interstitien derselben zunehmen. Regelmäßig hüllt er dann eine zweite Generation von schlecht kristallographisch entwickelten, kleinen Feldspatleistchen ein, wodurch die typische ophitische Struktur erreicht ist.

Wenige Zentimeter schon von dem Gabbrodiabasmuttergestein entfernt, beginnt die porphyrische Struktur der Schliere sich deutlich zu entwickeln. Die Feldspäte der zweiten Generation fangen an, den Augit nach allen Richtungen hin zu zerstückeln; der Verband der gabbroid-körnig gefügten, plumpen Feldspäte lockert sich stellenweise, wobei in den Zwischenräumen dieser nun einsprenglingsartig auftretenden Feldspäte die zweite Feldspatgeneration mit dem Augit als eine ophitische Grundmasse sich ausbreitet. Zwischenglieder verbinden beide Feldspatgenerationen. Auf diese Weise bildet sich schließlich ein mittelkörniger Diabasporphyrit heraus, der seiner Abstammung gemäß eine feldspatreiche, divergent-strahlige Grundmasse enthält, in welcher der Augit in die Zwickel der Feldspatleisten zurückgedrängt ist. Die Einsprenglinge werden von Gruppen gedrungener Feldspäte gebildet; der Augit fehlt als Einsprengling,¹⁾ da er zur Bildung der Grundmasse völlig verbraucht wurde.

Die Grundmassefeldspäte stellen schlecht kristallographisch entwickelte, randlich schartige Leisten dar, von einer Länge von ca. 0,3 mm (am Übergang zum Gabbrodiabas) bis zu 0,1 mm (in weiterer Entfernung vom letzteren). Sie sind alle in Kaolinisierung begriffen (mehlig-bestäubtes Aussehen bei + Nicols).

Der Augit findet sich in kleinen Körnchen in den Interstitien der Grundmassefeldspäte. Zum Teil ist er frisch, meist aber ist er, wie der Gabbrodiabas-Augit, uralitisiert. Untergeordnet scheint auch zu Faserserpentin zersetzter rhombischer Pyroxen an der ophitischen Zwickelausfüllung teilzunehmen.

Mit der Zunahme der Entfernung des Diabasporphyrits von der Gabbrodiabasgrenze stellt sich als Ausfüllung der Feldspatinterstitien auch eine bräunlichgrüne, wirrfaserige chloritische Substanz ein; häufig mit Augit vergesellschaftet, ist sie anscheinend nie durch Übergänge mit diesem verbunden. Trotzdem beide Mineralien augenscheinlich selbständig nebeneinander auftreten, muß eine Entstehung des Chlorits aus Augit doch wohl angenommen werden. Hiefür dürfte auch die zwar selten zu beobachtende Vergesellschaftung von Quarz mit Chlorit sprechen, der sich bei der Umsetzung des Augits zu Chlorit als Nebenprodukt bildete. Als primärer Gemengteil konnte Quarz nur in wenigen Fällen, wo er das letzte Ausscheidungsprodukt darstellte, nachgewiesen werden.²⁾

Ganz vereinzelt wurde als Zwickelsubstanz zwischen den Feldspäten der Grundmasse eine farblose, mit Erzkörnchen gespickte, basisähnliche (schwach polarisierende) Substanz aufgefunden, wie sie manchen Tholeyitgesteinen eigen ist. Die hierdurch ausgezeichneten Gesteinsproben kann man somit als „tholeyitische Diabasporphyrite“ auffassen.

Die Einsprenglingsfeldspäte, die eine Größe bis zu 3 mm erreichen, zeigen ähnliche Eigenschaften wie die Feldspäte des Gabbrodiabases, aus denen sie ja entstanden sind. Sie sind kristallographisch nicht begrenzt, ausnahmslos zersetzt, gewöhnlich zu Kaolin, weniger häufig zu intensiv interferierenden, mikroskopisch ziemlich bemerklichen farblosen Glimmerblättchen. Auffallend ist die stark

¹⁾ Vgl. H. ROSENBUSCH, loc. cit. S. 1059.

²⁾ Besonders schön tritt diese Quarzausscheidung bei den später zu besprechenden Cuseliten auf; aus der geringen Menge des Quarzes im vorliegenden Fall dürfte sich aber kaum auf eine Cuselitähnlichkeit dieses Diabasporphyrits schließen lassen.

schartige Entwicklung der Feldspateinsprenglinge, die stellenweise zu einer randlichen Verzahnung mit den Grundmassegemeingteilen führt.¹⁾

Der Erzgehalt dieses Gesteins ist gering und beschränkt sich auf titanhaltiges, in Leukoxenbildung begriffenes Magneteisen in ungeformten Körnchen.

Gleich wie im Gabbrodiabas finden sich auch im Diabasporphyrat Nester von farblosem und grünem Epidot. Kalzitische Zersetzungsprodukte fehlen.²⁾

Makroskopisch unterscheidet sich der Diabasporphyrat vom Gabbrodiabas durch seine, nur durch die weißen Feldspateinsprenglinge etwas belebte gleichmäßig graue Farbe, durch ein feineres Korn und die an manchen Stellen schmalbankige Absonderung (vgl. Fig. 14, S. 51).

III. Diabase mit subkristallinischer bis glasähnlicher Zwischenklemmungsmasse (Tholeyitische Diabase, Tholeyite).

Erheblich weiter im Saar-Nahelande und auch in unserem engeren Untersuchungsgebiet verbreitet als die echten Diabase, von welchen mir — wohl mehr zufällig als natürlich begründet — nur ein gabbroid entwickeltes Gestein zur Untersuchung vorlag, sind die Diabase mit „subkristallinischer bis glasähnlicher Zwischenklemmungsmasse“, die sogenannten „Tholeyite“³⁾ oder, wie ich sie auch bezeichnen werde, die „tholeyitischen Diabase“.

Hinsichtlich der Ausbildung der Diabaskomponenten Plagioklas und Augit echte Diabase teils mit schön ophitischem, teils mit gabbroartigem Gefüge, unterscheiden sie sich von den holokristallinen Diabasen durch den mehr oder minder ansehnlichen Gehalt an einer „subkristallinischen bis glasähnlichen Zwischenklemmungsmasse“ (Mesostasis), d. h. einer in der Zusammensetzung wechselnden, un deutlich differenzierten, selten rein glasigen Substanz, die entweder, bei den schlank ophitischen Tholeyiten, zwischen den Feldspatleisten als letzte Ausscheidung da und dort sich eingeklemmt findet, oder, bei den tholeyitischen Gabbrodiabasen und manchen effusiven Tholeyiten, in oft ansehnlichem Maße einer Grundmasse gleich Augit und Feldspatkomplexe zu umhüllen pflegt.

Schon bei Gelegenheit der Besprechung des Gabbrodiabases wurde auf die enge Vergesellschaftung des Gabbrodiabaskerns der Niederkirchner Intrusivmasse mit tholeyitischem Gabbrodiabas hingewiesen und die Ansicht ausgesprochen, daß dieser eine Randfazies des Gabbrodiabases gegen die Schichtenhülle zu sei; zugleich fand die Erscheinung Erwähnung, daß mit der Entfernung vom Gabbrodiabasmuttergestein der tholeyitische Diabas feinkörniger wird, um gelegentlich an den Berührungsstellen mit dem Schichtenkörper oder wo er in apophysenartiger Abzweigung vom Hauptgesteinskomplex in den Schichten sich findet, eine bis zur Herausbildung von basaltischem (glasreichen) Melaphyr sich steigernde porphyrische Struktur anzunehmen.

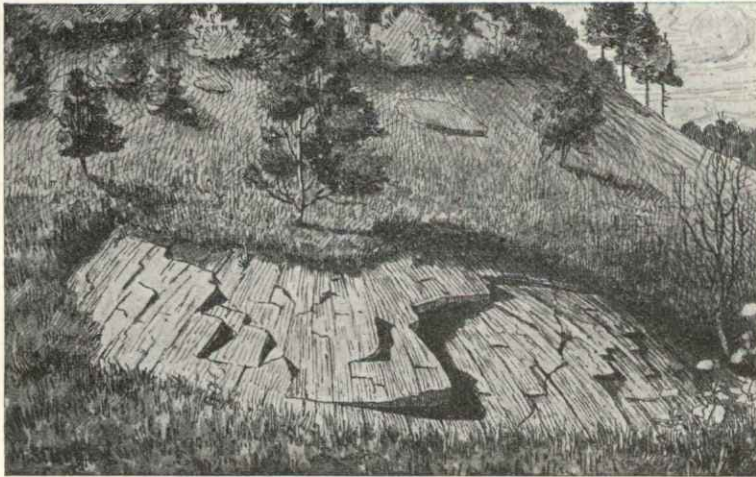
Diese enge Vergesellschaftung zwischen dem holokristallinen und dem tholeyitischen Diabas bei intrusiver Lagerung wiederholt sich im Saar-Nahe-Gebiet ziemlich häufig und fand schon lange die Beachtung der Petrographen. LASPEYRES belegte die holokristallinen Diabase mit dem eigenen, aber wenig in Gebrauch gekommenen Namen „Palatinite“; weiterhin wurden diese Gesteine, im Gegensatz zu meiner Auffassung, wo ihre Rolle als Ausgangsgestein für die Tholeyite betont wird, als „Diabaszfazies der Tholeyite“ bezeichnet, wobei der Hauptgrund wohl die räumlich weitere Verbreitung der Tholeyite im Gegensatz zu den holokristallinen zumeist in größerer Tiefe lagernden Diabasen gewesen sein dürfte.

¹⁾ H. ROSEBUSCH (loc. cit. S. 455): Die Gabbroporphyrate des Frankensteins (Odenwald) zeigen dieselbe Erscheinung an den Feldspäten.

²⁾ Vgl. Anmerkung 1. S. 13.

³⁾ Den Namen „Tholeyit“ führte zuerst STEININGER ein für das Gestein von der Schaumburg bei Tholey. (Geogn. Besch. d. Landes zw. d. unt. Saar u. d. Rhein. Trier 1840. Nachtrag 26.)

Im bemerkenswerten Gegensatz zur intrusiven Lagerung der meisten Tholeyite treten tholeyitische Gesteine auch als Oberflächenergüsse im Saar-Nahe-Gebiet auf. So wird — was bayerische Verhältnisse betrifft — von den zwei verbreiteteren in den untersten Schichten des Oberrotliegenden eingeschalteten effusiven Lagern das obere fast ausschließlich von einem tholeyitischen Diabas gebildet, während das untere Lager nur stellenweise tholeyitische Ausbildung zeigt. Beim Versuch, dieses heterogene, teils intrusive, teils effusive Auftreten der tholeyitischen Gesteine zu erklären, drängt sich der Gedanke auf, ob der Schichtenkörper der Mulde, in der die Ergüsse stattfanden und der — nach den späteren Ausführungen von Dr. O. M. REIS — in bevorzugter Weise durch zahlreiche vorausgegangene und noch erfolgende ausgedehnte Intrusionen sicherlich erheblich erwärmt war, nicht im stande sein konnte, eine rasche Abkühlung eines in den Schichten emporquellenden diabasischen Magmas und somit auch die Scheidung in Grundmasse und Einsprenglinge schon in den Anfängen zu verhindern. Die stark abkühlende Wirkung des Meeres, auf dessen Boden die Effusionen jedenfalls sich ausbreiteten, konnte durch die Wärme der Schichten allerdings nicht derart abgeschwächt werden, daß sich ihr Einfluß nicht in der Herausbildung einer glasähnlichen zwischen den Gesteinskomponenten ausgegossenen Mesostasis äußern konnte. — Wenn nun die angenommenen Verhältnisse wirklich bestimmend auf die Struktur des diabasischen Magmas sich zu äußern im stande waren, so konnten sie für die Ausgestaltung des unteren Lagers im Sinne eines



Figur 3.

Kuppelförmige Absonderung des tholeyitischen Gabbrodiabases von der Rauschenmühle, südlich von Niederkirchen.

tholeyitischen Gesteins nur an einzelnen Stellen wirksam sein, so insbesondere in der Umgebung des Donnersberges mit seiner Quarzporphyrmasse und den ihr benachbarten zahlreichen Intrusionen; dort ist das Lager tholeyitisch entwickelt, während man an den anderen Stellen zumeist basaltischen (glasreichen) Melaphyr findet. Das Ergußmagma des oberen Lagers fand den Schichtenkörper durch die vorausgegangenen Ergüsse und neuerlichen Intrusionen sicherlich in erhöhterem Maße erwärmt vor als das Magma des unteren Lagers; daher die fast ausschließliche Entwicklung dieser Decke zu einem tholeyitischen Gestein.

Die Abhängigkeit der Struktur der tholeyitischen Gesteine von ihrer Lagerungsart ist eine allgemein verbreitete und bereits bekannt; in schöner Weise tritt sie in unserem Untersuchungsgebiet zutage, wo tholeyitische Intrusivlagergesteine, intrusive Gänge und schließlich die deckenartig auftretenden Tholeyite der effusiven Lager im unteren Oberrotliegenden auf engem Raum ein reiches Material zum Studium der Strukturverhältnisse liefern.

Makroskopisch sind die tholeyitischen Diabase mittelkörnige bis feinkörnige, sich rauh anfühlende Gesteine, deren Habitus durch das Auftreten eines farblosen, weißlichen bis rötlichen Feldspats neben einem körnigen, schwarzen Augit häufig dem eines Diorits oder Syenits nahekommt; nicht minder häufig aber verleiht der

Augit durch Vorwalten vor dem Feldspat dem Gestein eine gleichmäßig dunkle Färbung, wobei aus diesem die spiegelnden Flächen der Feldspäte hervorblitzen.

Als häufige Absonderungserscheinung ist die Herausbildung von oft großen Kugeln zu erwähnen, die bedeutend widerstandsfähiger gegen die Verwitterung als das übrige Gestein, im Grus des letzteren verstreut liegen.

Eine schöne kuppelförmige Absonderung zeigt der Tholeyit an der Straße zwischen Niederkirchen und der Rauschenmühle. (Vgl. Abbildung 3.)

Unter den mikroskopischen Eigentümlichkeiten erregt die eigenartige Zwischenklemmungsmasse das Hauptinteresse:

H. ROSENBUSCH benützt die Anwesenheit dieser — in Zukunft der Kürze halber als Mesostasis bezeichneten — Zwischenklemmungsmasse, um auf ein jüngeres Alter der Feldspat-Augitkomplexe zu schließen, zwischen welchen diese eigenartige Substanz eingeklemmt sich vorfindet. Diese Feldspäte und Augite sind nach ihm gar keine eigentlichen intratellurischen Bildungen, sondern gehören zu der von ihm als Grundmasse bezeichneten Mesostasis, mit der sie in der Effusionsperiode ausgeschieden worden sind.¹⁾

Ich stelle mich auf den Standpunkt A. LEPLAS,²⁾ wenn ich es schwierig finde, an den Gesteinskomplexen, die sich aus holokristallinischem und tholeyitischem Diabas in inniger Gesellschaft zusammensetzen, wie z. B. am Niederkirchner Massiv, hier die Ausbildung von Feldspat und Augit der intratellurischen, dort der effusiven Periode zuzuschreiben,³⁾ nur weil sich eine mitunter nur mikroskopisch häutchenartige, halbkristallinische Substanz zwischen die übrigen Gemengteile des Gesteins eingeschoben hat, von deren Vorhandensein letzteres nach außen hin nichts zu verraten pflegt.

Im folgenden werde ich versuchen, darzutun, daß die Tholeyite sich aus einem diabasischen Muttergestein entwickelten, daß letzteres aber in seinen Komponenten und in seinem Gefüge in teigartiger Konsistenz in den tieferen Regionen bereits vorgebildet war, als unterm Einfluß der abkühlenden Schichtenhülle (und, bei den submarin ergossenen Tholeyiten, des Meereswassers) auf die Randzonen des diabasischen Gesteins hier der Rest des Magmas sich in Form einer mehr oder minder ansehnlichen, zwischen den Feldspat-Augitkomplexen auftretenden Substanz ausschied, die entweder schlecht individualisiert erscheint, wobei besonders Feldspat, Quarz, Augit (Chlorit) und Erz in oft recht schlecht entwirrbarem Gemenge zu erkennen sind, oder — wenn besonders intensive abkühlende Wirkungen von seiten der Umgebung wie z. B. am Meeresboden eintraten — eine glasähnliche Substanz darstellt.

Durch diese Ansicht bleibt das gleichzeitige Alter der Feldspäte und Augite eines Tholeyits mit denen des zugehörigen Diabases aufrecht erhalten, was den natürlichen Verhältnissen wohl nahe kommen dürfte.

Mit einer „Grundmasse“ hat die Mesostasis in verschiedener Hinsicht große Ähnlichkeit: sie teilt mit ihr die Art der Entstehung, die auf veränderte physikalische Bedingungen bei der Kristallisation des Gesteins zurückzuführen ist; in gewissen Fällen — besonders in tholeyitischen Gabbrodiabasen und in manchen deckenförmig auftretenden Tholeyiten — umfließt die Mesostasis auch, einer Grundmasse gleich, Komplexe von Augit und Feldspat, die demnach, losgelöst vom übrigen Gesteinsverband, in diesem Falle als Einsprenglinge auftreten. Die genetische Verwandtschaft beider Substanzen drückt sich auch in den Übergängen aus, die man zwischen tholeyitischen Diabasen und basaltischen (glasreichen) Melaphyren finden kann.

Die im nachstehenden mikroskopisch von mir untersuchten tholeyitischen Gesteine, gegen 50 Proben, lassen sich nach ihrer mikroskopischen Struktur ziemlich zwanglos in fünf Gruppen einteilen.⁴⁾

Eine Gruppe von Gesteinen kann als tholeyitische Gabbrodiabase bezeichnet werden. Sie wiederholen hinsichtlich des gabbroartig-körnigen Gefüges von Feldspat und Augit aufs getreueste das Bild des im vorletzten Kapitel be-

¹⁾ H. ROSENBUSCH, loc. cit. S. 1072.

²⁾ A. LEPLA: Die permischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des Pfälzer Sattels. J. d. K. pr. geol. Landesanst. XIV. 1893. S. 147.

³⁾ Abgesehen von der Schwierigkeit, bei größeren lagerhaften Gesteinskomplexen eine intratellurische (Intrusiv-)Periode und eine Effusivperiode zu unterscheiden.

⁴⁾ Man vergleiche die namentliche Aufzählung der Tholeyite am Schluß des Kapitels.

schriebenen Gabbrodiabas, mit dem sie ja genetisch enge verwandt sind. Der Übergang vom Gabbrodiabas zur tholeyitischen Modifikation ist meist ein ziemlich unvermittelter, die Mesostasis erlangt stellenweise große Verbreitung und bildet dann eine Grundmasse, in der vom übrigen Gesteinsverband losgelöste Augitfeldspatkomplexe eingestreut liegen. Diese Gesteine entstammen insgesamt größeren Intrusivmassen.

Eine zweite Gruppe wird von Gesteinen gebildet, welche die ophitische Struktur der Diabase in zum Teil ausgezeichneter Entwicklung zeigt (Tholeyitische ophitische Diabase). Schlanke, oft ansehnliche mikroskopische Größe erreichende Feldspatleisten zerstückeln größere Augitkomplexe oder hüllen Augitsubstanz zwickelförmig ein. Die Mesostasis findet sich in schwankender Menge als Zwischenklemmungsmasse zwischen den miteinander verschränkten Feldspäten. Geologisch sind diese Tholeyite meist Intrusivganggesteine, Apophysen größerer Lager von holokristallinischem und tholeyitischem Gabbrodiabas. — Diese Gesteine zeigen häufig eine zweite, viel kleinere Feldspatgeneration ausgebildet; sie leiten dadurch zu den porphyritischen Tholeyiten über, die man ihrer Struktur nach auch als tholeyitische Diabasporphyrite bezeichnen könnte.

Die kleine Gruppe dieser Gesteine führt Einsprenglinge von basischen Plagioklasen¹⁾ (und gelegentlichem Olivin) in einer Grundmasse von Plagioklas und Augit, der in die Zwickel der divergentstrahligen Feldspäte zurückgedrängt ist. In meist geringfügiger Menge tritt an Stelle des Augits auch die Mesostasis zwischen den Feldspäten eingeklemmt auf. Diese Gesteine finden sich, soweit mir bekannt, nicht selbständig. Sie sind schlierige Modifikationen von tholeyitischem Gabbrodiabas, ähnlich wie der Diabasporphyrit im Niederkirchner Gabbrodiabas eine Schlierenbildung dieses Gesteins darstellt.

Eine weitere Gruppe der untersuchten Gesteine bildet Übergänge von tholeyitischen Diabasporphyriten in basaltische (glasreiche) Melaphyre. Die Mesostasis erlangt ansehnliche Entwicklung, sie bildet einen halbglasigen Teig, in dem die Grundmassefeldspäte und -Augite, zum Teil noch in ophitischer Verwachsung, eingebettet liegen. Augiteinsprenglinge stellen sich ein. Diese Gesteine schließen sich in ihrem Vorkommen hauptsächlich an die ophitischen Tholeyite an. Ihre Besprechung werden sie aber besser im nächsten Kapitel mit den basaltischen (glasreichen) Melaphyren finden.

Nach der mikroskopischen Struktur und auch nach der Art des geologischen Auftretens bilden die deckenartig im unteren Oberrotliegenden auftretenden Tholeyite eine eigene Gruppe von Gesteinen; sie weisen zwar ein ausgezeichnet fein ophitisches Gefüge von Plagioklas und Augit auf, wobei aber zum Unterschied von den übrigen Tholeyitgesteinen die Feldspatbalken deutlich in fluidalen Schwärmen durch die Augitkomplexe setzen. Die Mesostasis tritt in wechselnder Menge in den Gesteinsbestand ein; teils findet sie sich in Häutchenform zwischen den Feldspäten eingeklemmt, teils umhüllt sie in ansehnlicher Menge die Feldspat-Augitkomplexe. In diesen Gesteinen erreicht sie die größte Ähnlichkeit mit dem Grundmasseglass der basaltischen Melaphyre. Diese Gesteine kann man als Deckendiabase mit glasiger Mesostasis bezeichnen.

Fast sämtliche Gesteinsproben sind durch einen wechselnden Gehalt an Olivin ausgezeichnet; man könnte die untersuchten Gesteine demnach, wenn man auf die

¹⁾ Augiteinsprenglinge fehlen wie bei dem untersuchten Diabasporphyrit.

Anwesenheit von Olivin besonderen Wert legen will, auch als Olivintholeyite oder tholeyitische Olivindiabase benennen.

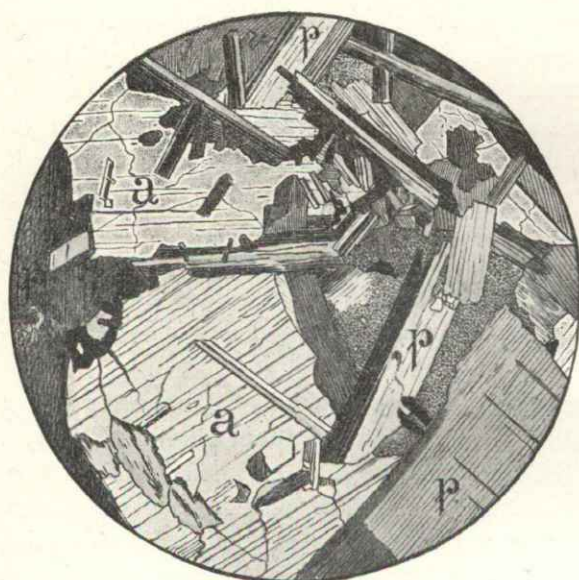
An der mineralischen Zusammensetzung der tholeyitischen Gesteine beteiligen sich ein basischer Plagioklas und gemeiner Augit vorherrschend, wozu noch Olivin (und rhombischer Pyroxen) sich gesellen können, ferner Chlorit, Erz, Apatit und schließlich die schon mehrfach erwähnte subkristallinische bis halbglasige Zwischenklemmungsmasse (Mesostasis) in mehr oder minder bedeutender Menge (vgl. Fig. 4 u. 5).

Bei der Beschreibung der diabasischen Gemengteile der Tholeyite, des Plagioklases und des Augits, kann ich mich auf die Tholeyite mit reinem ophitischen Gefüge dieser beiden Mineralien beschränken; die tholeyitischen Gabbrodiabase zeigen natürlicherweise hinsichtlich des Verhaltens der beiden genannten Mineralien vollkommene Übereinstimmung mit dem holokristallinen Gabbrodiabas; es kann

daher auf dessen Beschreibung verwiesen werden.

Die ophitische Struktur des Plagioklas- und Augitanteils an den Tholeyiten ist zumeist typisch schön entwickelt; nur in gewissen, deckenartig auftretenden Gesteinen (vom Kohlhübel bei Winnweiler und vom Gellertskopf bei Rockenhausen) ist die divergentstrahlige Anordnung der kleinen Feldspatleisten unter der Wirkung der fließenden Bewegung des Magmas in eine fluidale abgelenkt worden; die Feldspäte setzen hierbei in Schwärmen durch die Augitkomplexe und umfließen den Olivin, als den älteren Gemengteil, wie Wasserfluten den Pfeiler einer Brücke.

Dem geologischen Auftreten der meisten Tholeyite, als gangartige Abzweigungen von einem



Figur 4.

Tholeyitischer Diabas östlich vom Hohlborner Hof.

Dünnschliffbild ($\frac{7.5}{1}$). Nicols gekreuzt.

p = Plagioklase.

a = Monokliner Augit.

Dunkle Körner = Erz.

Mesostasis punktiert.

größeren Diabasmassiv entsprechend, ist in vielen Gesteinen eine porphyrische Struktur angedeutet, mitunter aber auch wirklich zur Ausbildung gelangt. Neben größeren Plagioklasbalken und -Leisten findet man im ersteren Falle noch eine bedeutend kleinere Generation von Feldspäten ausgebildet, die im allgemeinen etwas später als die größeren Plagioklase entstanden, gerne in den Augitkomplexen eingebettet sich vorfindet (Fig. 4). Diese Gesteine¹⁾ entsprechen dem von mir an einer Stelle gefundenen Übergang zwischen Gabbrodiabas und Diabasporyrith. Tholeyitische Gesteinsausbildungen mit Diabasporyrithabitibus finden sich unter den untersuchten Proben ebenfalls. Auch ihnen fehlt der Augit als Einsprengling, dessen gelegentliches Eintreten diese tholeyitischen Diabasporyrithite einen Schritt den basaltischen (glasreichen) Melaphyren nähert.

¹⁾ Man vergleiche ihre namentliche Auführung am Schluß des Kapitels.

Die Feldspäte sind in der Mehrzahl der Tholeyitgesteine zumeist durch eine nach der kristallographischen a-Achse gestreckte leisten- oder balkenförmige Gestalt bei einer Größe von 0,1—3 mm ausgezeichnet (Fig. 4 und 5). Im allgemeinen sind sie gerüstartig miteinander verschränkt; eine hübsche hierdurch entstandene radialstrahlige Durchwachsung zeigt z. B. das Dünnschliffbild der Fig. 5.

In den tholeyitischen Diabasporphyriten bilden die Feldspäte meist wenig gut begrenzte, ihrer Entstehung gemäß plumpe, miteinander gerne zu gabbroidkörnigen Komplexen verbundene Einsprenglinge.

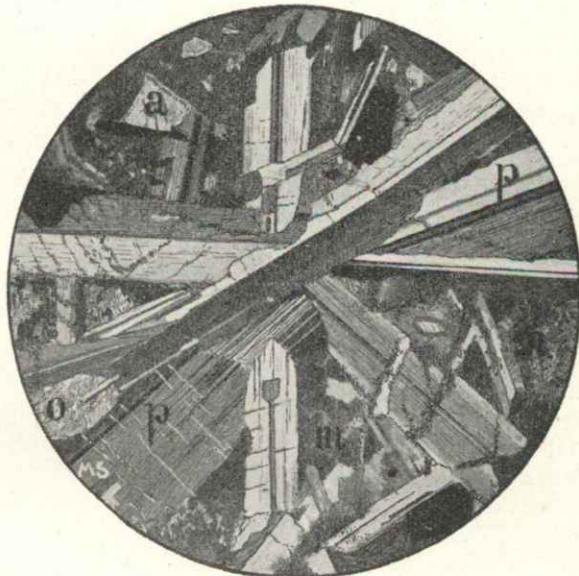
Recht häufig sind die durchwegs triklinen Feldspäte frisch; die Lamellierung nach dem Albitzwillingsgesetz ist dann recht deutlich und ziemlich breit. Zwillingungsverwachsung nach dem Periklingesetz ist selten und durch einige scharfe Linien angedeutet. Einschlüsse sind in den an glasähnlicher Mesostasis reicheren Gesteinen Partikelchen der letzteren, meist in langgestreckten Hohlräumen, die meines Dafürhaltens Lücken sind, in welche die Mesostasis eindrang. Die beobachteten Auslöschungsschiefen deuten meist auf Oligoklas bis Andesin; auch basischere Feldspäte beteiligen sich an der Gesteinszusammensetzung. Manchen Plagioklasen ist huschende Auslöschung eigen; Zerbrechungserscheinungen lassen sich häufig beobachten.

Die Zersetzung der Feldspäte erfolgt unter Bildung serizitisch-kaolinischer, kalzitischer oder chloritischer Substanzen.

Die Umbildung zu Serizit- oder Kaolinschüppchen, zum Teil auch die Chloritisierung der

Feldspäte scheint sich besonders auf die mikroskopisch grobkörnigen Tholeyite zu erstrecken. Ein gutes Beispiel hierfür bieten die Gesteine um Niederkirchen, die hingegen kalzitische Zersetzung ebenso vermissen lassen als wie der Niederkirchner Gabbrodiabas. Andere Gesteine, besonders schön der mittelkörnige, ophitische Deckentholeyit vom Steinbruch an der Kirche bei Heiligenmoschel (Grenzlager), weisen fleckige Interferenzfarben der Feldspäte auf. Die bei gekreuzten Nicols fast isotrop-dunklen Feldspäteleisten sind von hellgrau interferierenden Maschen überzogen; diese Erscheinung dürfte vielleicht mit der eben beginnenden Verkalkung der Feldspäte zusammenhängen.

In anderen Gesteinen (mit den Fundorten: zwischen dem Reiserberge und „am Galgen“, nördlich von Schallodenbach — nördlich vom Igelsgraben am Galgenberg bei Roth — Galgenberger Höhe — Reiffelbach — Bösodenbacher Hof — Heidelberg bei Ratskirchen) ist deutliche Verkalkung der Feldspäte wahrzunehmen, herbeigeführt durch Überwuchern des aus der Mesostasis und dem Augit durch Verwitterung entstandenen Kalks auf die Feldspäte, die augenscheinlich ziemlich lange dem Angriff widerstehen. Im Tholeyit von Reiffelbach und vom Heidelberg bei Ratskirchen scheint



Figur 5.
Tholeyitischer Diabas.

An der Straße von Niederkirchen nach Heimkirchen.
Dünnschliffbild ($\frac{50}{1}$). Nicols gekreuzt.

- | | |
|---|---|
| p = Plagioklasbalken, sich sternförmig durchdringend. | m = Mesostasis, die Zwickel der Feldspäte ausfüllend. Sie ist differenziert in Chlorit, Erz, Quarz und feldspätiger Substanz. |
| a = Augitpartikelchen. | |
| o = Olivinserpentin. | |
| Schwarze Körner = Erz. | |

übrigens die Bildung von Kalk aus dem Augit und der Mesostasis weniger durch Verwitterung als durch Verdrängung derselben durch Kalzit entstanden zu sein; die Gesteine sind von zahlreichen Kalkspatadern durchzogen, von denen aus die Infiltrierung der Gesteine begann.

Die chemisch merkwürdige Chloritisierung der Feldspäte macht sich besonders in den am meisten veränderten Gesteinen bemerkbar. Ein hübsches Beispiel bildet der Tholeyit von der Obermühle bei Rockenhausen. Auch diese Umbildungserscheinung dürfte durch eine Umsetzung des Augits und der Mesostasis, in diesem Falle zu Chlorit, angeregt sein. Sie beginnt mit einer gewöhnlich im Kern des Feldspats auftretenden lichtgrünlichen Färbung; bald heben sich längere, den Zwillinglamellen folgende schartige grüne Streifen heraus, die sich Ausläufer zusenden; schließlich entsteht eine immer dichter werdende körnelige Anreicherung von hellgrünem Chlorit auch über den Kern des Feldspatkristalls hinaus, bis dieser dann ganz von Chlorit überwuchert erscheint. Risse im Feldspat begünstigen diese Pseudomorphosierung.¹⁾

In den frischen Tholeyitgesteinen findet sich der (monokline) Augit in schön-ophitischer Verwachsung mit Feldspatleisten. Als ein hervortretender Bestandteil der Gesteine ist er in Form von lichtbräunlichen bis rauchbraunen lappenartigen Gebilden im Gestein verstreut und wird von den Feldspäten wahllos zerstückelt. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma von ca. 90° ist meist deutlich, die nach der Querfläche gewöhnlich unscharf entwickelt. Auf der Längsfläche beträgt die Schiefe der Auslöschung etwa 40°. Rundliche Olivinkörner ausgenommen, führt er keine besonderen Einschlüsse. In vielen Gesteinen ist der Augit von ausgezeichneter Frische. In anderen ist er zu (manchmal serpentinähnlichem) Chlorit mit Kalzit, unter Ausscheidung von Quarz und zahlreichen Titanitkörnchen, sowie unter Bildung von seltenen Biotitschmitzchen und -Lamellen zersetzt. Hierbei erfolgt die Chloritisierung gewöhnlich von den Rändern aus. In seltenen Fällen wurde eine Art der Chloritisierung wahrgenommen, die ganz der Maschenstruktur des Serpentin bei der Olivinzersetzung ähnelt.

In einer Probe — Grenzlager-Tholeyit von Heiligenmoschel — ist der Augit in reinen, nicht mit Kalzit vermengten helminthartigen Chlorit umgewandelt. In die lichtgrünliche Chlorit-substanz sind hierbei eine Anzahl braungrüner, wurmartig gekrümmter Bänder eingestreut, die bei genauer Betrachtung eine Querstreifung erkennen lassen, die sie nicht unähnlich einer Geldrolle erscheinen läßt. Die Bänder sind schwächer lichtbrechend als die chloritische Umgebung und fast isotrop. Sie bilden die Ansatzstellen von dichtgedrängten, kurzen, schwach doppelbrechenden Chloritfasern (Ch₂ +), die bei ringförmiger Ausbildung ihrer Unterlage das Sphärolithkreuz zeigen. Nach meiner Beurteilung sind die Bänder als Querschnitte von dicht aneinander gedrängten und im Wachstum sich hemmenden Schalen aufzufassen, die wohl auch aus chloritischer, jedoch wahrscheinlich eisenreicherer Substanz bestehen.

Frischer rhombischer Pyroxen konnte in den untersuchten Proben mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden;²⁾ das Magnesiumsilikat ist jedoch durch Olivin in oft reichem Maße vertreten. Da er die älteste Silikatausscheidung in den Gesteinen ist, erscheint er gerne in wenigstens angenäherter Kristallgestalt, besonders in den mikroskopisch feinkörnigen Gesteinen; hervorzuheben sind hierbei die Grenzlager-Tholeyite³⁾ und die porphyritischen Tholeyitgesteine mit ihren Übergängen in basaltische (glasreiche) Melaphyre.⁴⁾ In letzteren Gesteinen bildet er größere, meist serpentinierte Komplexe, in den übrigen Gesteinen tritt er gewöhnlich in gerundet-sechseckigen Kristallen oder Kristallfragmenten auf. Im Gegensatz zum holokristallinen Gabbrodiabas sind die tholeyitischen Gabbrodiabase ebenfalls durch einen

¹⁾ Man vergleiche die Ausführungen K. A. LOSSENS (loc. cit. S. 275) über die Chloritisierung der Feldspäte.

²⁾ In manchen tholeyitischen Diabasporphyriten deuten Pseudomorphosen von Faser-serpentin wohl auf ehemaligen rhombischen Pyroxen hin, der aus dem Muttergestein bei der Schlierenbildung entnommen wurde.

³⁾ Man vergleiche die namentliche Aufführung der Gesteine am Schluß des Kapitels.

Gehalt an Olivin ausgezeichnet. Es eignet ihm gerade in diesen Gesteinen eine oft bemerkenswerte, kaum durch die Serpentinisierung gestörte Frische. Kristallgestalt fehlt den bis zu 2 mm großen rundlichen Körnern.¹⁾ — Im übrigen ist der Olivin selten frisch; auch an den farblosen Körnern nagt bereits die Serpentinisierung. Im allgemeinen ist er in schmutzigbräunlichen, in olivengrünen oder in blaßgrünen, faserigen oder schuppigen Serpentin umgewandelt, selbst in sehr gesunden Gesteinen.

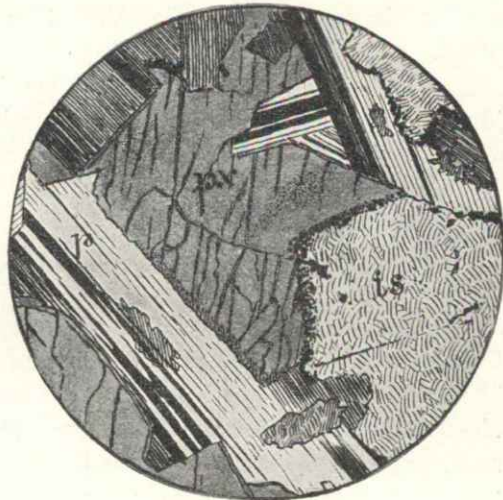
In dem schönen ophitischen Tholeyit, der dem langen Intrusivgange von Niederkirchen über Heimkirchen nach Rockenhausen zwischen Gundersweiler und Gehrweiler entnommen wurde (P. 6), kommt der serpentinisierte Olivin in zwei deutlich unterscheidbaren Alterszuständen vor. Als feldspat- und augitälterer Gemengteil findet er sich einmal in Form von größeren, von den Feldspäten umhüllten Putzen, sowie als rundliche Körner in Augit eingeschlossen — zu dieser älteren Ausscheidung ist gegensätzlich die pseudoophitische Ausfüllung von Feldspatzwickeln durch Olivin-Serpentin. Er ist im letzteren Falle demnach gleichaltrig mit dem Augit.

An manchen Stellen im Präparat scheint eine Weiterumbildung des Olivin-Serpentins in den Feldspatzwickeln stattgefunden zu haben. Das Produkt derselben ist eine äußerlich antigoritähnliche Substanz, die jedoch Eigenschaften aufweist, die der normale Blätterserpentin nicht zeigt. Bei gewöhnlichem Licht erscheint die Substanz als eine strukturlose, von dunklen Eisenoxydbändern durchzogene oder umrahmte Ausgüßmasse der Feldspatzwickel, von meist goldgelber Farbe, die da, wo das fragliche Mineral an primäres Magneteisenerz grenzt, einem hellen Rotbraun weicht.²⁾ Mit dem Maße der Bräunung steigert sich die Lichtbrechung (von ca. 1,5—1,7) und auch die Doppelbrechung ist in den am stärksten braunrotgefärbten Partien am größten. Die Absorption jedoch ist stets schwach. Von Augit ist diese pseudoophitische Substanz stets scharf geschieden.³⁾ (Vgl. Fig. 6.)

Bei gekreuzten Nicols erkennt man eine blätterige, häufig auch maschenartige Struktur. Das Mineral ist optisch einachsig (oder zweiachsig mit sehr geringem Achsenwinkel) und negativ doppelbrechend.

Merkwürdig dünkt mich die Ausscheidung von Eisenoxyd aus dem Mineral (in Form der oben erwähnten Eisenoxydbänder) einerseits und die Aufnahme von fremdem Eisen in den chemischen Bestand des Minerals andererseits, wodurch die oben beschriebene Änderung in den optischen Eigenschaften sich vollzieht.

Die eisenreichste bisher bekannte Varietät des Serpentins ist der sogenannte Iddingsit⁴⁾ oder Bowlingit, der neben einer im frischen Zustande grünlichgelben, meist aber tiefrotbraunen Färbung bei ziemlich hoher Doppelbrechung auch eine glimmerähnliche Spaltbarkeit aufweist. Sieht man von letzterer bei unserem Mineral



Figur 6.

Tholeyit von der Straße zwischen Gundersweiler und Gehrweiler.

Dünnschliffbild ($\frac{100}{1}$). Nicols gekreuzt.

p = Plagioklasse.
px = Augit.

is = Iddingsitähnlicher Antigorit.
Dunkle Punkte = Erzkörnchen.

¹⁾ Da auch der Augit sich in etwas größerer Menge und größeren Körnern in den Gesteinen findet, könnte man an eine Art Konzentration basischer Gemengteile in diesen Randgesteinen denken.

²⁾ Die Berührung zwischen dieser Substanz und Magneteisen pflegt die Umbildung derselben zu Biotit (mit großem Achsenwinkel) in der Umgebung der Berührungsstelle zu veranlassen.

³⁾ An einer Stelle nur findet sich eine Art Verzahnung zwischen Augit und der fraglichen Substanz.

⁴⁾ E. WEINSCHENK, Die gesteinsbildenden Mineralien. 1901. S. 122.

H. ROSENBUSCH, loc. cit. S. 963.

ab, so ähnelt es in den übrigen Eigenschaften doch so dem Iddingsit, daß man es als eine Übergangsform hierzu ansehen möchte.

Wirklicher Iddingsit tritt in Gesellschaft mit eigentümlichen Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin im Grenzlager-Tholeyit von Heiligenmoschel auf, dessen eigentümliche Feldspatumsetzung und dessen schöne Helminthbildungen ich bereits erwähnte. Diese grasgrünen Pseudomorphosen sind merkwürdig wegen der Art ihres Interferierens, die lebhaft an die fleckigen Interferenzfarben der Feldspäte im selben Gestein erinnert. Grünlichweiß aufleuchtende Bänder durchziehen und umsäumen die blauschwarz interferierenden Körner und Putzen von Serpentin.¹⁾ In diesen Pseudomorphosen nun findet sich der Iddingsit in Gestalt von goldgelben bis rotbraunen, durchsichtigen, hochinterferierenden Bändern, die häufig eine klaffende Spaltbarkeit zeigen, zu der sie gerade auslöschten. Die Absorption ist schwach. Zweifelsohne bilden diese Iddingsitbänder den Anfang zur allmählichen vollständigen Umbildung des Serpentins zu Iddingsit, wie sie in hübscher Weise einige später zu beschreibende Weiselbergite zeigen.

In den kalkreichen Tholeyiten kann Olivin mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden, da der Kalk alle Mineralien überwuchert und deren Formen zu verhüllen pflegt.

Unter den Eisenerzen der ältesten Ausscheidung (es findet sich auch Erz im jüngsten Bildungsprodukt, der Mesostasis) herrscht der Magnetit vor. Selten (Tholeyit von der Obermühle bei Rockenhausen) vertritt seine Stelle Titaneisen. Im letztgenannten Gestein sind die bis 3 mm langen Leisten von Ilmenit fast ganz in Titanit umgewandelt.

Apatit bildet mit Vorliebe langprismatische, durch Feldspat und Augit setzende Kristalle. —

Was den Tholeyiten einen eigenen, den reinen Diabasen nicht zukommenden Charakter verleiht, das ist die Führung einer subkristallinischen bis glasähnlichen Zwischenklemmungsmasse (Zwickelsubstanz, Intersertalsubstanz, Mesostasis), die meines Erachtens ganz allgemein den Rest des mehr oder minder rasch unter veränderte Kristallisationsverhältnisse gelangten Magmas darstellt.

Nach allem bisher Gesagten ist ohne weiteres anzunehmen, daß die Gegensätzlichkeit der beiden Gruppen von tholeyitischen Gesteinen, der intrusivlagerhaften tholeyitischen Gabbrodiabase und der deckenförmigen Tholeyite, die sich mikroskopisch in einer ganz voneinander verschiedenen Struktur der Feldspat- und Augitkomponenten kundgibt — bei jenen gabbroartig-körnig, bei diesen fluidal — sich auch in der Beteiligung der Mesostasis am Aufbau des Gesteins und in ihrer mineralischen Zusammensetzung äußern wird. Eine weitere naheliegende Annahme ist ferner die, daß diese Substanz in den gangartig auftretenden tholeyitischen Gesteinen in ihrem Verhalten die Mitte einnehmen wird, nach der einen wie nach der anderen Seite durch Übergänge verbunden. Diese Annahmen finden durch die mikroskopische Beobachtung ihre Bestätigung.

Es ist eine eigentümliche Erscheinung, daß die Mesostasis gerade in dem einen Extrem der tholeyitischen Gesteine, in den tholeyitischen Gabbrodiabasen, häufig eine bemerkenswerte mikroskopische Ausdehnung erlangt. Sie spielt hier die Rolle einer Grundmasse, in der die gabbroid miteinander verbundenen Feldspat-Augitkomplexe des Gabbrodiabases einsprenglingsgleich eingebettet sind. Dabei ist die Mesostasis meist in verschiedene, später noch näher zu bezeichnende Mineralien differenziert. Der Übergang zwischen dem Gabbrodiabas zu seiner tholeyitischen Modifikation ist

¹⁾ Diese sind reich an Eisenoxyd, wie überhaupt im ganzen Gestein größere Putzen von Eisenoxyd verbreitet sind. Man möchte bei Zusammenfassung all der eigentümlichen Erscheinungen, die gerade dieses Gestein zeigt, an besondere Prozesse denken, denen dieser Tholeyit ausgesetzt war. Dr. E. DÜLL glaubt (loc. cit.) die intensive Ausscheidung von sekundärem Eisenoxyd allgemein hydrolytischen Prozessen zuschreiben zu dürfen; ich schließe mich seiner Meinung an.

gewöhnlich ein ziemlich unvermittelter, ein Auftreten der Mesostasis, in Gestalt kleiner Zwickel eingeklemt zwischen den diabasischen Gesteinskomponenten, wurde von mir nur selten beobachtet. — In dem anderen Gesteinsextrem, in den deckenartigen Tholeyiten, schwankt die Menge der Mesostasis in erheblicher Weise. Wo die ophitische Struktur der Gesteine noch nicht so sehr von der fließenden Bewegung des Magmas gestört erscheint, hält die Mesostasis als Zwickelausfüllung der miteinander verschränkten Feldspäte in ihrer Menge mit dem Augit etwa das Gleichgewicht; wo — in den deutlich fluidalstruierten Tholeyiten — die Feldspäte in dichten Schwärmen auftreten, findet sie sich häufig nur in häutchenartiger Feinheit zwischen diesen eingezwängt; schließlich kann sie aber auch zu einem Hauptbestandteil in diesen Gesteinen werden; sie bildet dann wiederum eine Grundmasse, in der in lockerer Verteilung Feldspat-Augitkomplexe und Schwärme von isolierten Feldspatleisten eingestreut sind. Die Ausbildung der Mesostasis ist in diesen Fällen ganz ähnlich wie die des Grundmasseglasses der basaltischen (glasreichen) Melaphyre.

Wie man sieht, berühren sich die beiden tholeyitischen Extreme hier in der Art der Mesostasisführung, wozu freilich die Verschiedenheit in ihren übrigen genetischen und morphologischen Eigenschaften noch schärfer kontrastiert. Diese auf den ersten Blick etwas rätselhafte Eigenschaft der Mesostasis möge in den folgenden Zeilen ihre Erklärung finden, wobei auch die Rolle, die sie in den zwischen beiden Gesteinsextremen liegenden gangförmigen Tholeyiten spielt, von selbst verständlich werden wird.

In den deckenartigen Tholeyiten konnte ein durch die rasch sich vollziehende Abkühlung bei der submarinen Effusion nicht mehr zur Kristallisation gelangender Magmarest zwischen die locker divergentstrahligen Feldspäte wie das Wasser in die Poren eines Schwammes eindringen und sich dort, insbesondere unter der Wirkung der einsetzenden fließenden Bewegung des Magmas darin verteilen, so daß eine Dünnschliffprobe des Gesteins eine von dem jeweiligen Grad der Abkühlung abhängige Menge Mesostasis, diese stets aber in gleichmäßiger Verteilung führt. Eine derartige Durchtränkung des Gesteins mit dem Rest des Magmas war bei den tholeyitischen Gabbrodiabasen nicht möglich. Durch die langsamere Kristallisation der Hauptmasse des gabbrodiabasischen Muttergesteins zwischen einem Komplex von Sedimenten wurde dasselbe gabbroid-körnig, lückenlos ausgebildet. Nur der gegen die Schichtenhülle grenzende randliche Anteil des Gabbrodiabasmagmas gelangte durch die plötzlich hereingebrochene Abkühlung, die er nach vollendeter Intrusion durch die Sedimentumgebung erlitt, nicht mehr zur Kristallisation in der begonnenen Weise. Er tritt uns als die eigenartige Mesostasis nunmehr entgegen, die zwar das Gestein im ganzen, wegen des unter dem eigenen Druck bewirkten festen Gefüges, nicht durchtränken konnte, die von diesem Druck befreiten randlichen Partien jedoch durchtränkte, indem er sich zwischen die Feldspäte einzwängte, hierdurch die noch teigig-weichen und noch beweglichen Feldspat-Augitkomplexe vom Gesteinsverband löste und sie schließlich wie eine Grundmasse umspülte. — Auf diese Weise konnte eine Ursache, die Abkühlung, in zwei strukturell so heterogenen Gesteinen, in tholeyitischen Gabbrodiabasen und in Deckentholeyiten die gleiche Wirkung hinsichtlich des Auftretens der Mesostasis zeitigen.

Bei den ophitischen, gangartigen Tholeyiten finden wir das eben beschriebene Vorwiegen der Mesostasis nicht. Die Strukturverhältnisse waren einem Eindringen der Mesostasis zwischen die Zwickel der Feldspäte viel günstiger. Man begegnet derselben demnach gewöhnlich als echte Zwischenklemmungsmasse, die je nach der Annäherung der Struktur dieser Gesteine an die der tholeyitischen Gabbrodiabase oder an die der effusiven Tholeyite eine mehr der Mesostasis jener oder dieser Gesteine ähnliche Ausbildung annehmen kann.

Führte die schnelle Erstarrung des Magmarestes in den Deckentholeyiten und in manchen zu den Melaphyren hinneigenden tholeyitischen Ganggesteinen zu einer mehr oder minder glasähnlichen Ausbildung, so mußte der in der Tiefe etwas langsamer erkaltende magmatische Rest der tholeyitischen Gabbrodiabase sich, wenn auch undeutlich, kristallinisch entwickeln. Da, wo in diesen Gesteinen der Magmarest als Zwischenklemmungsmasse in den schmalen Zwickeln der hypidionormen plumpen Feldspäte eingekeilt sich findet, ist er gewöhnlich deutlich als eine feldspätige Substanz zu erkennen, die sich von den einhüllenden Plagioklasen durch den Mangel an Lamellierung, durch eine veränderte Auslöschung und durch eine bräunliche Bestäubung unterscheidet. In dem Maße als der Magmarest an Ausdehnung gewinnt, nimmt seine Differenzierung in verschiedene Mineralien zu: Er tritt schließlich als eine durch Eisenoxyd bräunlich bestäubte Grundmasse auf, die sich in dem einen Gestein aus nichtgestreiftem Feldspat und aus Quarz, teils in körnigem Gemenge, teils in regelloser oder gesetzmäßiger Verwachsung aufbaut,¹⁾ in dem anderen wiederum ein Aggregat büschel- oder garbenförmiger, verfilzter Feldspatskelette mit eingestreutem Quarz bildet. Dazu können in beiden Fällen Augit-, Hornblende- und Biotitfragmente, Apatitprismen und Erz, dieses in staubförmiger Verteilung oder als oft ansehnliche titanreiche Körner und Leisten, im buntesten Gemenge sich gesellen. Der Hauptanteil an der Zusammensetzung des Magmarestes der tholeyitischen Gabbrodiabase fällt aber anscheinend einer feldspätigen Substanz zu, die jedoch trotz ihres Mangels an Zwillingslamellen nach ihrer Angreifbarkeit durch Salzsäure die chemische Zusammensetzung eines basischen Plagioklases haben dürfte.

In den tholeyitischen, porphyritischen Gesteinen pflegt der Magmarest sich leicht erklärlicherweise gerne als Intersertalsubstanz in der zweiten Feldspatgeneration einzustellen. Er nimmt allmählich eine zartere, häufig versteckt ophitische, durch das Vorwalten und Durchdringen von Feldspatmikrolithen und Augit-Chlorit bedingte Struktur an, die mit der Zunahme der porphyrischen Ausbildung des Tholeyits immer dichter wird und schließlich auch bei stärkster Vergrößerung nicht mehr zerlegt werden kann. Hand in Hand mit der Zunahme an Homogenität stellt sich eine globulitische Körnelung ein, wie sie die glasähnliche Mesostasis der Deckentholeyite und die basaltischen (glasreichen) Melaphyre zu zeigen pflegen.

Zersetzungserscheinungen der Mesostasis sind vor allem eine häufig intensive Chloritisierung und Verkalkung. Erstere ist in den kalkfreien, tholeyitischen Gabbrodiabasen der Niederkirchner Gegend zu beobachten, wo der olivengrüne Chlorit von der Mesostasis aus auch die Plagioklasse und den Augit angreift und überwuchert. Verkalkung findet sich in den kalkreicheren Gesteinen. — Hierher gehört auch das fast unvermittelte Auftreten von grasgrünem, feinsphärolithischem Chlorit neben unzersetzter Mesostasis in dem sonst sehr frischen Deckentholeyit von Winnweiler. Hierbei sind die etwas größeren Mesostasisstellen unter Aufzehrung der Eisenerzkörnelung ganz in einen Ausguß von Chlorit umgewandelt, was dem Gestein nach außen hin einen grünlichen Ton verleiht. — Im Kreimbacher tholeyitischen Gabbrodiabas erinnert die Führung von grünem Epidot, Zeolithen und hellen, frischen Feldspatleistchen (Albit?) an eine saussuritartige Umwandlung der Mesostasis.

Hinsichtlich des Charakters der Zwischenklemmungsmasse der tholeyitischen Diabase bin ich demnach zu folgender Ansicht gelangt:

¹⁾ Die örtliche Durchtränkung mancher tholeyitischer Gesteine, besonders des Niederkirchner Massivs, mit der leichtflüssigen quarzitischen bis mikropegmatitischen Grundmasse der in diesem Gesteinskomplex zahlreich aufsetzenden Aplite (vgl. S. 66) kann leicht verleiten, diese besonders gern in der Mesostasis und in den Zwickeln der Feldspäte eingebettete sekundäre Substanz als zur primären Mesostasis gehörig anzusehen.

Die Zwischenklemmungsmasse (Mesostasis, Intersertalsubstanz, Zwickelsubstanz), welche zur Scheidung der Tholeyite von den eigentlichen Diabasen bisher zu berechtigten schien, ist der Rest eines diabasischen Magmas, der bei normalen Verhältnissen des Drucks und der Temperatur die Kristallisation des Diabases in der begonnenen Weise fortgesetzt hätte, durch eine plötzlich eintretende Abkühlung jedoch gezwungen war, schneller, als die Bildung der Diabaskomponenten vor sich gehen konnte, sich auszuscheiden. Rascher Verlauf der Abkühlung führte eine glasähnliche Ausbildung der Mesostasis herbei, ein etwas langsamerer beförderte eine halbkristallinische Entwicklung derselben.

Tholeyite sind sonach durch Abkühlung modifizierte Diabase und mit ihnen untrennbar verbunden; tholeyitähnliche Gesteine finden sich in allen Diabaseruptionsgebieten mit ähnlichen Verhältnissen der Kristallisation, wie sie die Diabase der Rheinpfalz aufweisen.¹⁾

Vorstehendes Kapitel enthält die Resultate der mikroskopischen Untersuchung folgender Gesteine:

I. Tholeyitische Gabbrodiabase (Randbildungen gabbrodiabasischer Intrusivlager). Fundpunkte: Steinbruch südlich von Niederkirchen (Punkt 1 der Übersichtskarte) — im Orte Niederkirchen — Rauschenmühle, südlich von Niederkirchen²⁾ (P. 2) — Haidenburg bei Kreimbach (P. 3) — Kreimbach³⁾ — südlich von Morbach — zwischen Roßbach und Morbach (P. 4) — Roßberg.⁴⁾

II. Tholeyitische ophitische Diabase mit Hinneigung zu porphyritischer Struktur (meist Gangapophysen gabbrodiabasischer Intrusivlager). Fundpunkte: An der Straße von Niederkirchen nach Heimkirchen (P. 5) — zwischen Gundersweiler und Gehrweiler (P. 6) — zwischen dem Reiserberg und „am Galgen“, nordöstlich von Schallodenbach (P. 7) — Obermühle bei Rockenhausen — östlich vom Hohlborner Hof — zwischen Elkenknopf und Hohlborner Hof — Roth, Bruch am Kohlenwerk (P. 8) — Reiffelbach, Bruch am Ort — Ausbacher Hof (P. 9) — Amoshof — Heidelberg bei Ratskirchen — Bösodenbacher Hof — Kopf hinter der Gehrweiler Mühle (P. 11) — Schacherhof (P. 12).

III. Tholeyitische Diabasporphyrite (Schlierige Modifikationen tholeyitischer Gabbrodiabase und ophitischer Diabase). Fundpunkte: Sterzelberg (P. 13) — Rudolfskirchen (P. 14) — Etterstein (P. 15) — Hubertuswald bei Bisterschied (P. 16) — „Felsenacker“, südlich von Relsberg (P. 17) — Relsberg am Ort (P. 18) — zwischen Ratskirchen und Teschenmoschel.⁵⁾

IV. Übergänge von tholeyitischen Diabasporphyriten in basaltische (glasreiche) Melaphyre. (Entwicklungsformen tholeyitischer Gangapophysen.) Fundpunkte: Am „Heimbüschel“ bei Relsberg — Neue Brüche bei Kaulbach (P. 19) — Obermühle bei Rockenhausen (vgl. Gruppe II) — Igelgraben (P. 20) — Reiffelbach, Bruch am Ort (vgl. Gruppe II).

¹⁾ Vgl. die Angaben von H. ROSENBUSCH (loc. cit. S. 1074 ff.)

²⁾ Von dem Gestein von diesem Fundpunkte liegt eine von Herrn Landesgeologen A. SCHWAGER im Laboratorium des K. Oberbergamts ausgeführte Analyse vor. Derzufolge besteht das Gestein aus: $\text{SiO}_2 = 51,87\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,72$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,26$; $\text{MnO} = 0,11$; $\text{CaO} = 8,12$; $\text{MgO} = 1,68$; $\text{K}_2\text{O} = 1,54$; $\text{Na}_2\text{O} = 5,24$; $\text{H}_2\text{O} = 2,76$. Summe: 99,30.

³⁾ Das Tholeyitgestein von Kreimbach ist auch von Dr. E. DÜLL (loc. cit. S. 78) beschrieben worden.

⁴⁾ Den Tholeyit vom Roßberg beschreibt auch Dr. L. v. AMMON in den „Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken“ S. 97.

V. Deckentholeyite, Deckendiabase mit glasiger Mesostasis. (Effusive Lager im unteren Oberrotliegenden.) Fundpunkte: Steinbruch an der Kirche von Heiligenmoschel — Pfeilkopf südöstlich von Rockenhausen, — Gellertskopf südöstlich von Rockenhausen, — Schweisweiler, südlich von diesem Ort. (Diese Gesteine gehören dem unteren Lager [Grenzlager] an.)¹⁾ Kohlhübel bei Winnweiler (aus dem oberen Lager).

IV. Basaltische (glasreiche) Melaphyre.

Durch die typische porphyrische Ausbildung der Diabaskomponenten Plagioklas, Augit, Olivin, durch den Reichtum an dunklen Gemengteilen und die Führung von Gesteinsglas in der meist fein-divergentstrahligen Grundmasse schließen sich die basaltischen (glasreichen) Melaphyre als ausgeprägteste effusive Form der Gabbrofamilie an die bisher besprochenen Glieder derselben an.

Die beiden, den Pfälzer Sattel begleitenden Mulden im Saar-Nahe-Gebiet bilden die Hauptverbreitzzone der vorliegenden Gesteine. Dort, auf dem Schauplatz mehrerer übereinander geflossener großartiger Lavenergüsse zur Zeit des untersten Oberrotliegenden, setzt sich ein großer Teil der Lavadecken aus basaltischem (glasreichen) Melaphyr zusammen. Im bayerischen Anteil des Saar-Nahe-Gebietes gelangte dieses Gestein besonders in dem unteren Lager, dem Grenzlager, zu einer ansehnlichen, das randliche Ausstreichen der Mulde begleitenden Verbreitung, derart, daß fast überall nur der randliche Querschnitt der Decke emportaucht, während die eigentliche Horizontalverbreitung nach Süden völlig von Oberrotliegendem und Trias verdeckt ist.²⁾ Die basaltischen (glasreichen) Melaphyre sind jedoch in ihrem Vorkommen nicht auf die Oberflächenergüsse der Mulden beschränkt: auch im Pfälzer Sattel findet man nicht selten Gesteine von melaphyrischem Typus, allerdings nur recht selten als selbständige Gänge;³⁾ meist entwickeln sie sich örtlich aus porphyritischen Tholeyitganggesteinen, wie ich dies bereits früher bei Besprechung der Übergangsbildungen zwischen Tholeyit und basaltischem (glasreichen) Melaphyr hervorgehoben habe. Zeigen nun diese Melaphyrtypen häufig unverkennbare Anklänge an das mit ihnen stets innig vergesellschaftete Tholeyitganggestein, besonders hinsichtlich der Beteiligung des Augits an der Grundmasse, so spielen die deckenförmig auftretenden Melaphyre nicht selten in ihrer Struktur zu Labradorporphyriten und Weiselbergiten, also zu dioritverwandten Effusivgesteinen, hinüber (vgl. Schema S. 6).

Makroskopisch sind die basaltischen (glasreichen) Melaphyre oder, wie ich sie der Kürze halber in den folgenden Zeilen bezeichnen werde, die Melaphyre, schwarze, bei der Verwitterung sich bräunlich-violett verfärbende mittelkörnig-rauhe Gesteine, welche in einer feinkörnigen, wenig hervortretenden Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von Feldspäten,⁴⁾ weniger häufigem Olivin und seltenerem Augit ent-

¹⁾ Bei Schweisweiler liegt etwa die Grenze zwischen der tholeyitischen und der basaltisch-melaphyrischen Ausbildung der Grenzlagerdecke.

²⁾ Man vergleiche A. LEPLAS Abhandlung: Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des Pfälzer Sattels (J. d. Kgl. pr. geol. L.-A. XIV. 1893).

³⁾ Z. B. der von Dr. E. DÜLL (loc. cit. S. 79) erwähnte Gang des basaltischen Melaphyrs von der Bohrbachwiese östlich von Ulmet, sowie die im folgenden öfters erwähnten Melaphyre von Albessen (in den Hähn) und vom Jakobskopf bei Körborn, die bemerkenswerterweise in ihrem mikroskopischen Habitus recht an die Melaphyre der Grenzlagerdecke erinnern.

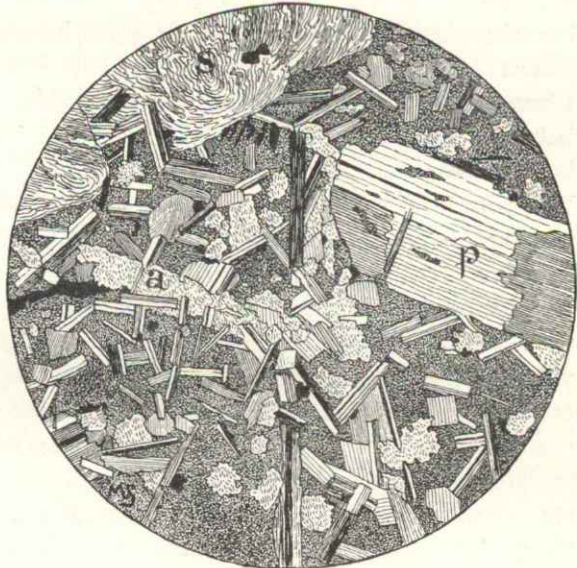
⁴⁾ Die besonders schön in den zersetzten Melaphyren sich als milchweiße Körner von der rötlichen Grundmasse abheben.

halten, die im frischen Gesteinszustand sich durch spiegelnde (beim Feldspat gestreifte) Kristallbruchflächen verraten.

Die mikroskopische Untersuchung erstreckte sich auf eine größere Anzahl von Gesteinen, die am Schluß des Kapitels namentlich aufgeführt sind. Das Resultat der Untersuchung ist folgendes:

Die in der Mehrzahl der untersuchten Gesteine tadellos frischen, farblos durchsichtigen Feldspateinsprenglinge sind bei einer Größe von 0,5—5 mm selten streng-idiomorph ausgebildet. Häufig vereinigen sich die nach der a-Achse gestreckten Kristalle zu divergentstrahligen Gruppen. Sie sind scharf und mittelfein nach dem Albit-, seltener nach dem Periklinzwillingsgesetz lamelliert; zonarer Aufbau ist ziemlich häufig. Manche meist gedrungene Feldspäte hüllen einen unregelmäßigen Feldspatkern in sich ein, der in seiner optischen Orientierung von der Hülle abweicht. (Verschiedenzeitige Ausscheidung von Kern und Umhüllung.) Die große Frische der Feldspäte erlaubte auch eine genauere Bestimmung auf optischem Wege; es ergaben sich Auslöschungsschiefen $\angle a$ 60—65°, $\angle c$ 21—32°, was auf Glieder der Andesin-Labrador-Bytownit-Reihe hinweist. Einschlüsse von Glas in runden oder eckigen Hohlräumen (Fig. 7) oder in punktartigen Schwärmen angeordnet, sind regelmäßige Erscheinungen. Zuweilen finden sich Risse und Klüfte der Einsprenglingsfeldspäte mit Grundmassebasis ausgeheilt (Zertrümmerung im Schmelzfluß). Als weitere Einschlüsse treten runde kleine Körner von Olivin, gewöhnlich zu gelbgrünem Serpentin und Biotit umgewandelt, auf.

Die Zersetzung des Gesteins macht sich ziemlich spät erst an den Einsprenglingsfeldspäten bemerkbar. Die ersten Anzeichen ihrer Unfrische sind gesunkene Interferenzfarben, die meist in schwarzblauen Tönen sich bewegen. Häufig ist hierbei der (bei + Nicols) dunkle Feldspatuntergrund mit bläulichhell interferierenden Bändern und Maschen durchzogen, oder Flecken hellerer Interferenz sind unregelmäßig über den Feldspat verteilt.¹⁾ Diese helleren Partien mögen in irgend einer Weise mit der Umbildung des Feldspates zu Kalzit zusammenhängen, da dieser häufig den Bändern und Flecken zu folgen pflegt. Die Verkalkung wird von Rissen und Zwillingslamellen begünstigt; bei vorgerückter Umwandlung ist der Feldspat von Kalk völlig überwuchert, der durch Hinübergreifen in die zer-



Figur 7.

Basaltischer (glasreicher) Melaphyr. Ausbacher Hof.
(Steinbruch westlich vom Steinwald).

Dünnschliffbild ($\frac{70}{1}$). * Nicols gekreuzt.

p = Plagioklaseinsprengling. s = Olivinserpentin.
Die Grundmasse besteht aus Glas (dunkelgekörnelt), Feldspat-
leistchen, Erz- und Augitkörnchen (a).

¹⁾ Vgl. die ähnlichen Erscheinungen an Tholeyiten S. 19.

setzte kalkreiche Grundmasse schließlich auch die Kristallkonturen verwischt. — Seltener ist Zersetzung zu fast farblosem, schwach aggregatpolarisierendem Chlorit.

Ganz erheblich tritt gegen den Feldspat der eingesprengte Augit zurück, der vorwiegend ein monokliner Pyroxen, sich im frischen Zustande in Gestalt farbloser bis lichtbräunlicher Körner bis zu 5 mm Größe findet. Deutliche Kristallform ist meist nur den kleineren Einsprenglingen eigen; die Kristalle zeigen dann die charakteristischen Formen von an den Ecken abgeschrägten Rechtecken (Querschnitte) oder von Prismen mit beiderseits aufgesetzten Pyramiden (Längsschnitte).

Die vorwaltenden monoklinen Augite sind durch eine deutliche prismatische Spaltbarkeit ausgezeichnet, die auf der Längsfläche mit der Richtung kleinster Elastizität einen Winkel von über 40° bildet. Pinakoidale Spaltbarkeit ist nur durch unscharfe Risse angedeutet. Zwillingbildung nach der Querfläche ist ziemlich oft zu bemerken; häufig beschränkt sie sich aber auf die Ausbildung einer scharf gezeichneten, das Augitkorn durchquerenden Zwillinglamelle. Als Einschlüsse führt der monokline Augit Erzkörnchen, mit Erz (und Globuliten?) gekörnelte Glatröpfchen, abgerundete Feldspatkörnchen und -Leistchen und in braun-gelben, blätterigen Serpentin umgewandelte Körner von Olivin. Verwachsungen mit Einsprenglingsfeldspäten finden sich zuweilen (Felsgruppe „auf der Wacht“, westlich von Eulenbis¹⁾ — Olsbrücker Tierwald¹⁾ — NW. der Wiesen in den Hähn bei Albessen), ein Anzeichen, daß die Bildung des vor dem Augit ausgeschiedenen Feldspats in die Bildungszeit des letzteren noch hinüberreichte. Im Gestein von Albessen fand sich an einer Stelle des Präparats ein typisch gabbroartig körniger Komplex von ineinander verschränkten breiten Feldspattafeln und gedrungenen Augiten, die wiederum Olivinkörneranhäufungen einschlossen, ein hübscher Hinweis auf die Abstammung des Gesteins. Regelmäßig zeigen sich die Augite von wahllos verlaufenden Rissen durchzogen. Wenig häufig sind tiefgehende Korrosionserscheinungen, die sich zumeist auf Kantenabrundung beschränken.²⁾ — Vielfach zeigt der Augit einen gewöhnlich nicht zusammenhängenden schmalen Saum einer optisch anders orientierten Augitsubstanz, die meist einen etwas rötlicheren Farbton als der Augitkern aufweist. (Zonarer Aufbau des Augitkristalls.) — Nur in einem Falle (Gestein vom Jakobskopf bei Körborn) scheint der Kern einer derartigen Verwachsungsform durch seine gerade Auslöschung und die Stengelform auf einen rhombischen Augit hinzuweisen.

Zersetzungserscheinungen am Augit sind Verkalkung, Chloritisierung, Serpentinisierung und Umbildung zu einer biotitartigen Substanz.

Die Verkalkung des Augits ist nur an recht zersetzten Gesteinen zu beobachten.³⁾ Sie ist augenscheinlich das letzte Stadium der Augitumsetzung und wohl nicht auf einen Kalkgehalt des Augits zurückzuführen;⁴⁾ ich möchte sie als eine durch Eindringen von kalkreichen Wässern in das Gestein bewirkte Verdrängungspseudomorphose auffassen von Kalzit nach dem ursprünglichen Zersetzungsprodukt des Augits, dem Chlorit oder Serpentin. In der Tat findet sich der Kalk fast regelmäßig mit Chlorit vergesellschaftet, wobei alle Übergangsstufen vom reinen Chlorit bis zum reinen Kalzit verfolgt werden können. Diese Pseudomorphosierung kann unter Umständen sofort nach der Entstehung von Chloritsubstanz aus Augitsubstanz sich vollziehen, wie man an einem Präparat

¹⁾ Melaphyr aus der Grenzlagerdecke der Pfälzer Rotliegenden-Mulde.

²⁾ Lediglich an den Augiten des oben erwähnten Augit-Feldspatkomplexes im Melaphyr von Albessen fanden sich buchtenartige, von Grundmasseglass ausgefüllte Ausnagungen.

³⁾ So an den Melaphyren von Reipoldskirchen, zwischen Becherbach und Reipoldskirchen (nördlich vom Kreuzwald), Hohlborner Hof, Reiserberg und Wingertsberg bei Herchweiler.

⁴⁾ K. A. LOSSEN hält den monoklinen Augit im Melaphyr von Herchweiler für Malakolith (Diopsid) (loc. cit. S. 310).

des Melaphyrs vom Ausbacher Hof, Bruch westlich vom Steinwald, beobachten kann, wo der Kalzit Schritt für Schritt dem auf Rissen des Augits vordringenden Chlorit nachdrängt.

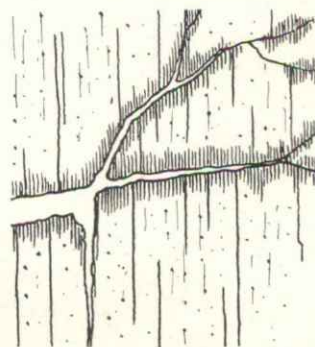
Der Chlorit ist farblos bis lichtgrünlich, ohne bemerkbaren Pleochroismus und gewöhnlich aus mikroskopisch feinen, wirr angeordneten Schüppchen, die eine schwache Aggregatpolarisation zeigen, aufgebaut. Einschlüsse von sekundärem, bei der Augitumsetzung entstandenen Quarz, sowie von Erzkörnchen oder Titanitkrümeln¹⁾ fehlen fast durchgängig. Nach den beobachteten Eigenschaften dürfte ein Pennin vorliegen.

Mit dem monoklinen Augit ist häufig rhombischer Pyroxen vergesellschaftet, der, anscheinend ein Bronzit ($Ch_2 +$) mit jenem in der Kristallform und der Spaltbarkeit nach dem Prisma übereinstimmt und sich nur durch eine etwas mehr hervortretende rötliche Färbung und die stete gerade Auslöschung von ihm unterscheidet. Die Zersetzung des rhombischen Pyroxens läuft zumeist auf die Bildung von chrysotilartigem Serpentin hinaus.

Dem monoklinen und dem rhombischen Pyroxen ist übrigens, wie recht schön an den Melaphyren S. von Herchweiler und vom Jakobskopf bei Körborn zu beobachten ist, in gleicher Weise eine recht eigenartige Umbildung zuerst zu Serpentin und später zu Biotit eigen, die, wie ich nach Konstatierung der Erscheinung bemerkte, schon seinerzeit von K. A. LOSSEN an demselben Gestein als bemerkenswert hervorgehoben wurde.

Während ein Teil der Augite beider Kristallsysteme von tadelloser Frische ist, ist ein anderer Teil in der bekannten Art der Maschenstruktur von der Serpentinisierung²⁾ erfaßt, wobei sie manchmal — besonders die gerade auslöschenden rhombischen Augite — nicht leicht von dem ebenfalls in Serpentinisierung befindlichen Olivin zu unterscheiden sind. Der im reinen Zustand lichtgrüne, nicht merklich pleochroitische und schwach doppelbrechende Serpentin zeigt nun an vielen Stellen eine dunklergrüne bis bräunlichgrüne Färbung und eine erhöhte Doppelbrechung. Schließlich lassen eine immer deutlicher werdende Absorption (grün zu lichtgrün, braungrün zu goldgelb) und die charakteristischen Polarisationsfarben keinen Zweifel, daß die Serpentinmaschen und Bänder vielfach aus Biotitsubstanz sich aufbauen, die unter getreuester Wahrung der Maschenstruktur auch den Vorgang der Serpentinisierung nachahmt und feinste hellleuchtende Spitzchen von den Rändern und den Sprüngen der Augite aus parallel mit den Spaltrissen in die Augitsubstanz vorschiebt (vgl. Fig. 8). Es wird somit der Anschein erweckt, als würde sich der Biotit gleich im status nascendi des Serpentin bilden. Diese eigentümliche Pseudomorphose von Biotit nach rhombischem und monoklinem Augit zeigt aber noch einige bemerkenswerte Begleiterscheinungen:

Schon bei einer flüchtigen Betrachtung sticht ins Auge, daß alle Augite, die von der Serpentinisierung und deren Fortsetzung, der Biotitbildung eben ergriffen sind, eine Interferenzfarbe zeigen, die nicht über ein Graublau sich hinausbewegt. Sie kontrastiert lebhaft mit den prächtigen Interferenzfarben der von jener Zersetzung nicht betroffenen Augite. Es liegt nahe, die gesunkene Doppelbrechung mit der beginnenden Umbildung zu Serpentin und Biotit in Zusammenhang zu



Figur 8.
Serpentinisierung u. Biotitisierung von
Augit im Melaphyr S. von Herchweiler.
Vergr.: $\left(\frac{200}{1}\right)$. Gewöhnl. Licht.

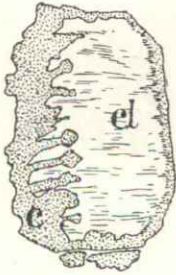
¹⁾ Hinsichtlich des Vorkommens von Titanit in Chloritpseudomorphosen nach Augit in den Cuseliten vgl. S. 47.

²⁾ E. WEINSCHENK bezweifelt die Bildung von Serpentin aus monoklinem Augit. (Gesteinsbild. Mineralien. 1901. S. 101 und Allgem. Gesteinskunde. 1902. S. 120.)

bringen. Dieser Zusammenhang scheint nun zu bestehen, wie sich im Dünnschliff beobachten läßt. Ein frisches monoklines Augitkorn ist an einer Stelle in Serpentin-Biotitbildung begriffen. Der Biotit folgt hierbei einem ringförmigen Riß im Augit, wodurch sich die Figur eines Biotitkranzes herausbildet. Die Augitsubstanz im Innern dieses Kranzes zeigt dieselbe niedere Interferenzfarbe, wie sie für sämtliche in Serpentin-Biotitbildung begriffenen Augite charakteristisch ist, während die übrige, außerhalb des Biotitkranzes liegende Augitsubstanz in normalen (gelben) Farben interferiert. Mit der Abnahme der Doppelbrechung der Augitsubstanz im Innern des Biotitkranzes muß aber auch noch eine Drehung der Achsenebene eingetreten sein: denn die Augitsubstanzen innerhalb und außerhalb des Biotitkranzes löschen nicht mehr zusammen aus; der Unterschied beträgt mehrere Grad.

Diese Erscheinung läßt sich dahin erklären, daß der Serpentin, noch mehr aber der Biotit zu ihrem Molekularaufbau Eisen beanspruchen, das sie — nicht unähnlich der Erscheinung der Lateralsekretion im großen — aus der Augitumgebung, noch bevor diese der Umbildung ganz zum Opfer fällt, sich anzueignen vermögen,¹⁾ wobei mit dem Verlust an Eisen eine Abnahme der Doppelbrechung im Augit Hand in Hand geht.

Eine im Melaphyr von Reipoltskirchen (Intrusivgang) anscheinend verbreitete weitere Zersetzung des rhombischen und monoklinen Augits (vielleicht auch des Olivins) ist die Ausfüllung von Kristalldurchschnitten durch abwechselnde parallele



Figur 9.

Verkalkung des aus Olivin entstandenen Chlorit-Serpentins im Melaphyr vom Jakobskopf bei Körborn.
Vergr.: $\left(\frac{70}{1}\right)$. Gewöhnl. Licht.
c = Kalzit. cl = Chlorit-Serpentin.

Lagen von Kalzit und Biotit, der durch seine Absorption: schmutzigbraun zu lichtbräunlich oder olivengrün zu gelbgrün, der geraden Auslöschung zur Spaltbarkeit, den positiven Zonencharakter und die hohen Interferenzfarben (II. Ordnung) sich gut erkennen läßt. — Man möchte fast geneigt sein, die Bildung von Biotit aus Augitsubstanz im vorliegenden Falle ohne Vermittlung des Serpentins anzunehmen, der denn auch niemals, wie im Herchweiler und Körborner Gestein, die Biotitbildung einleitet.²⁾

Olivin beteiligt sich ziemlich lebhaft an der Gesteinszusammensetzung; er findet sich fast ausschließlich in Gestalt kleiner, oft wohl geformter, zumeist serpentinierter Kristallkörner, nicht selten auch als Einschluß in Augiteinsprenglingen. Wo er noch nicht ganz zersetzt ist, ist er farblos durchsichtig, ohne deutliche Spaltbarkeit.

Ganz wie im rhombischen und monoklinen Augit beginnt der Serpentin auf Rissen des Olivins sich senkrecht anzusetzen und ein enges Maschenwerk allmählich über ihn auszubreiten, ohne indessen die Kristallform im wesentlichen zu stören. Er ist meist lichtgrünlich gefärbt, manche vollendete Serpentinpseudomorphosen zeigen braungüne Farben und schwache Absorption. Neben den meist fahnenartigen Bildungen des Antigorits findet sich hie und da vergesellschaftet faseriger Chrysotil. Weiterumbildung des Serpentins zu Kalzit ist häufig zu bemerken, besonders in den mit Gangtholeyiten vergesellschafteten Melaphyren. Die Verkalkung ergreift die Ränder des Kristalls und die Wände von Rissen in demselben zuerst. In einem Präparat des Melaphyrs vom Jakobskopf bei Körborn gestaltet sich an einer Stelle die Ersetzung des (chloritartigen) Serpentins durch Kalzit so, daß dieser vom Rande aus senkerartige Ausläufer in die Chlorit-Serpentinsubstanz vorschickt, die somit langsam „aufgezehrt“ wird (Fig. 9).

¹⁾ Diese Erscheinung erinnert an die von mir auf S. 21 an einem tholeyitischen Diabas beschriebene, wo bei einem iddingsitähnlichen Serpentin die durch Eisenaufnahme aus Titanmagnetit erhöhte Licht- und Doppelbrechung und die schließliche Herausbildung von Biotit aus dem Serpentin sich Schritt für Schritt verfolgen läßt.

²⁾ Über Biotitbildung aus Augit vgl. BRUNO DOSS: Die Lamprophyre und Melaphyre des Plauenischen Grundes. Min. und petr. Mitt. XI. 1890. S. 43. Der Verfasser führt auch noch weitere Arbeiten, in denen das Phänomen der Augitverglimmerung besprochen wird, an.

In den effusiven Melaphyren pflegt der Olivin-Serpentin nicht zur Bildung mikroskopisch größerer Komplexe hinzuneigen. In manchen, in Verbindung mit porphyritischen Tholeyiten auftretenden und zu diesen Gesteinen in der Struktur hinneigenden Melaphyren — Gestein nördlich vom Kreuzwald bei Reipoltskirchen (Punkt 25 des Kärtchens, Reipoltskirchen (P. 24), Hohlborner Hof, Reiserberg (P. 21)) — finden sich solche Komplexe in Form lappenartiger (korrodierter) Putzen und Nester, die, von einem Saum von körneligem, stab- bis tannenbaumförmigem Erz (Titaneisen?) umgeben, im reinsten Zustande aus fast farblosen Serpentinfaßn bestehen, mit fortschreitender Verwitterung aber Kalk aufzunehmen pflegen, der dem Serpentin auf den Klüften des ursprünglichen Olivins nachdrängt und ihn schließlich ganz zu überwuchern vermag, wobei sich auch die ursprüngliche Kristallgestalt völlig verwischt.

In dem stark zersetzten Gestein vom Wingertsberg bei Herchweiler ist der Serpentin ersetzt durch farblosen, feinst aggregatpolarisierenden Chlorit.

Die Grundmasse der Melaphyre setzt sich zusammen aus einem mehr oder minder mikroskopisch feinstengeligen, divergentstrahligen Feldspatbalkengerüst, übersät mit Augit- und Erzkörnchen und durchtränkt mit einer stets ziemlich erheblichen Menge von Gesteinsglas.

Wurde oben bereits ein unterscheidendes Merkmal der beiden Gruppen von Melaphyren in der Art der Olivinführung angegeben, so zeigen auch die Grundmassen der Ergußmelaphyre und der melaphyrischen Entwicklungsformen von Gangtholeyiten gewisse unterscheidende Eigentümlichkeiten, in denen sich die verschiedenen Umstände der Bildung dieser Gesteine widerspiegeln.

Das Gerüst der Grundmassefeldspäte (vgl. Fig. 7) baut sich aus mikroskopisch kleinen Plagioklasen in gedrängter oder lockerer Verschränkung auf, die deutliche Albitwillingsstreifen und eine durchschnittlich hohe Auslöschungsschiefe zeigen, und mitunter, besonders in den mikrolithischen Formen, an den Enden gespleißt sind. Nichtlamellierten, rechteckigen oder quadratischen Kristalldurchschnitten begegnet man seltener. Die Zersetzungserscheinungen sind dieselben wie bei den Einsprenglingen.

Im allgemeinen ist den Grundmassefeldspäten der aus Gangtholeyiten herausgebildeten Melaphyre eine mikroskopisch ansehnlichere Größe eigen, als sie die Grundmassefeldspäte der Ergußmelaphyre aufweisen. Mikrolithische Kleinheit ist bei jenen selten,¹⁾ bei diesen, besonders gegen die Oberfläche der Decke zu, häufig zu beobachten.

Der Augit findet sich als lichtbräunliche, gewöhnlich allotriomorphe Körnchen zwischen dem Feldspatbalkenwerk verstreut vor. In sämtlichen Melaphyrgesteinen läßt er eine gewisse Neigung, mit den Grundmassefeldspäten zu verwachsen, nicht verkennen; am deutlichsten prägt sie sich aber in den melaphyrischen Ausbildungsformen von Gangtholeyiten aus (vgl. Fig. 7), wo die kleinen Augitkörnchen von den Grundmassefeldspäten häufig zerhackt erscheinen. Makroskopisch unmerklich führen diese Gesteine durch Zunahme der Augitkomplexe in der Grundmasse und Reduktion der Augiteinsprenglinge in tholeyitische Diabasporphyrite und ophitische

¹⁾ So am Melaphyr vom Backöfchen an einer Stelle; in dem dunkelgekörnelten, stark vorherrschenden Grundmasseglass schwimmen ganz locker erteilt die Feldspatmikrolithen, untermengt mit etwas größeren Formen. In seinem ganzen Habitus erinnert das Gestein recht an einen effusiven Melaphyr. Eine andere Probe des Gesteins zeigt aber mikroskopisch wiederum ganz den Anblick einer melaphyrischen Ausbildungsform eines Tholeyits.

tholeyitische Diabase über. Die im Melaphyr S. von Herchweiler beobachtete Serpentinisierung und Biotitisierung der Einsprenglingsaugite ist an den Grundmasseaugiten nicht zu beobachten; in den übrigen Zersetzungserscheinungen stimmen sie mit jenen überein.

Alle Melaphyre sind durch einen durchschnittlich ziemlich reichlichen Gehalt an einer glasartigen Basis ausgezeichnet, welche das Feldspatgerüst der Grundmasse wie einen Kitt umhüllt (vgl. Fig. 7). Am reichlichsten ist die Basis in gewissen melaphyrischen Entwicklungsformen aus Gangtholeyiten zur Entwicklung gelangt, wo sie mikroskopisch ansehnliche Partien für sich zu bilden pflegt. Stets eignet ihr eine bei gewöhnlichem Licht recht deutliche Körnelung mit dunklen globulitischen Körnchen, Erzpartikelchen- und Leistchen. Von Natur aus wohl farblos, erscheint sie in den Grenzlagermelaphyren von Eulenbis („Auf der Wacht“) und in dem diesem Gestein sehr ähnlichen, gangartig auftretendem Melaphyr von Albessen (NW. der Wiesen in den Hähn) bräunlich bis schwärzlich. In den basisreichen Gesteinen z. B. von Reipoltskirchen, Ausbacher Hof (westlich vom Steinwald), die tholeyitischen Intrusivgängen entnommen wurden, ordnen sich die Globuliten und Erzkörnchen gerne in Doppelreihen an, was auf eine Umgrenzung von in den Basiskitt eingebetteten Feldspatmikrolithen durch die Körnchen zurückzuführen ist.

Die Basis ist, worauf schon die Globulitenanhäufung hinweist, mehr oder minder in der Entglasung begriffen. Demgemäß ist ein wechselnder Grad der Doppelbrechung vorhanden, der am auffälligsten in den basisreichen melaphyrischen Entwicklungsformen tholeyitischer Gänge ist, wo die Doppelbrechung Interferenzfarben bis zum Bläulichweiß I. Ordnung liefert.

Die Zersetzung des Glases führt zur Bildung von Chlorit und Kalzit.

Chloritische Umbildung kann, wie an den Deckenmelaphyren von Schallodenbach und von Eulenbis schön beobachtet werden kann, mitten im tadellos frischen Gestein stattfinden. Manche Stellen der Basis sind hierbei vollkommen umgewandelt in ein braun- bis goldgelbes Aggregat von feinsten chloritischen Nadelchen ($\text{Ch}_2 +$), die sich zu den umgrenzenden Feldspäten der Grundmasse senkrecht anordnen; im Innern der chloritischen Substanz ist eine radiaifaserige Struktur vorherrschend. Die Globuliten- und Eisenerzkörnelung ist vollständig verschwunden; nur geringe Mengen von Titanit sind anscheinend die letzten Reste derselben.¹⁾ — Im Gestein von Reipoltskirchen ist das chloritische Zersetzungsprodukt blaßgrün, interferiert schwach und ist stets mit Titanitkörnchen übersät. Fläserchen von sekundärem Biotit und Limonit sind gelegentliche Begleiter.

Die Umbildung der Basis zu Kalzit ist augenscheinlich das Endstadium ihrer Zersetzung. Sie ist wohl eine mittelbare, durch die Verdrängung des Chlorits durch Kalzit entstandene.

Den Bestand der Grundmasse ergänzt titanhaltiges Magneteisenerz und Titaneisen, die in Gestalt von schlecht begrenzten Körnchen und Leistchen ziemlich locker über die Grundmasse gesät sind. — Apatit fehlt nicht.

Anhang.

In den Rahmen der gegebenen Schilderung der basaltischen (glasreichen) Melaphyre paßt nicht ganz das melaphyrische Gestein, das, oberhalb des Wickelhofes bei Schallodenbach anstehend, zweifellos eine Entwicklungsform eines tholeyitischen Intrusivganges darstellt. Auch die mikroskopische Struktur weist auf eine enge Verwandtschaft mit einem Tholeytgestein hin: man könnte es als einen eigen-

¹⁾ ROSENBUSCH hält die Globuliten basischer Gesteinsgläser für Titaneisen (Mikr. Phys. der mass. Gest. 1887. S. 334), RINNE stimmt ihm in dieser Ansicht bei (Sitz.-Ber. der Berl. Ak. 1889. S. 1020).

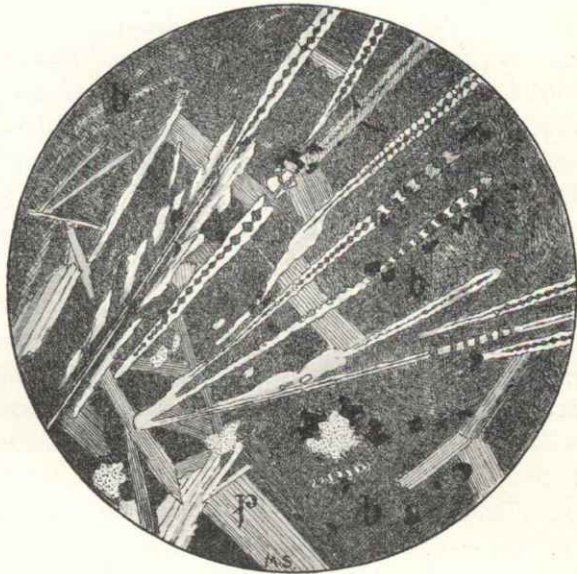
artigen Übergang von basaltischem (glasreichen) Melaphyr zu einem tholeytischen Diabasporphyrit auffassen.

Schon die Feldspateinsprenglinge weichen durch ihre fast durchwegs langstengelige Form (Länge bis 5 mm, Breite ca. $\frac{1}{2}$ mm) von den gedrunenen, oft tafelförmig entwickelten Feldspäten der bisher besprochenen basaltischen Melaphyre ab. Sie sind farblos, von großer Frische, scharf nach dem Albitzwillingsgesetz (selten nach dem Periklingsgesetz) lamelliert und der mehrfach beobachteten Auslöschungsschiefe von ca. 30° , senkrecht c gemessen, nach zu schließen, zum Labrador-Bytownit gehörig. Als Einschluß führen sie seltenes, durch Spaltrisse eingedrungenes Grundmasseglass.

Als Zeugen der ehemaligen Anwesenheit von Olivineinsprenglingen fallen Pseudomorphosen von bräunlich-grünem, schwach pleochroitischem Serpentin mit einem rundlich-sechseckigen Kern von Kalzit auf.

Was aber besonderes Interesse erweckt, das ist die eigentümliche skelettförmige Ausbildung der „Einsprenglingsaugite“. — Durch die Grundmasse, die sich aus einem divergentstrahligen Balkengerüst von kleinsten, frischen, schlanken Plagioklasleistchen aufbaut, dessen Zwischenräume in gleicher Weise von einer farblosen, gekörneltten und schwach aufhellenden Basis und von Augit ausgefüllt wird, während zahllose Erzkörnchen darüber verstreut sind, schießen, besonders an Stellen, wo das Feldspatgerüst sich lockert, ganz eigentümliche stabförmige Skelette von Augit, die ihre intratellurische Bildung nur dadurch verraten, daß sie vielfach, wie Pfähle im Boden, auf eine kleine Strecke in Einsprenglingsfeldspäte eingelassen sind. Andernteils leiten aber diese Gebilde ruhig in die Zwickelaugite der Grundmasse über, und auch die Feldspäte der letzteren durchschneiden sie vielfach, demgemäß ein Beweis, daß das weitere Wachstum der Skelette bereits in die Bildungszeit der Grundmasse, der Effusivperiode, fiel.

Die allgemeine Form dieser Skelette habe ich in Fig. 10 wiedergegeben. Es sind meist mikroskopisch ansehnliche, häufig zerbrochene lichtbräunliche Stengel und Leisten, die, oft zu Bündeln oder Fächern miteinander vereinigt, vielfach ein bei gekreuzten Nicols dunkel aus dem gelblich-grauen Stengel sich abhebendes „Mark“ aufweisen, das in seiner Gestalt einem Rosenkranz nicht unähnlich scheint.



Figur 10.

Skelettförmige Ausbildung von Augit im Melaphyr oberhalb des Wickelhofes bei Schallodenbach.

Dünnschliffbild ($\frac{1.20}{1}$). Nicols gekreuzt.

Augit = helle durchbrochene Stäbe.

Erz = schwarze, eckige Körnchen.

p = Plagioklas der Grundmasse. Kalzit helle, gekörneltte Putzen.
b = Gesteinsglas der Grundmasse, halb entglast.

Dieses „Mark“ wird gebildet von reihenförmigen quadratischen Durchbrechungen,¹⁾ deren 90°-Winkel wohl mit der Spaltbarkeit des Augits in Zusammenhang zu bringen ist. Augenscheinlich sind diese Stengel einseitig nach der kristallographischen b-Achse ausgestreckt ($Ch_2 +, b = b$), wobei sich die Spaltbarkeit in der genannten merkwürdigen Weise bemerklich macht. Es zeigen in der Tat nur derartig orientierte Schnitte durch die Stengel das „Mark“, anderen fehlt es. Eine fiederförmige Ausbildung der Augitskelette ist seltener. Häufig sind die zarten Gebilde zerbrochen, wobei die Bruchstücke in einer Reihe liegen bleiben oder sich zu Häufchen anordnen können, die in die Grundmasseaugite überleiten. — Auffällig erscheint mir auch der niedere Grad der Doppelbrechung, der sämtlichen Augitskeletten eigen ist. Sie zeigen in allen Schnitten ein Gelblichweiß I. Ordnung. Die niedere Doppelbrechung kann hierbei nicht auf eine beginnende Zersetzung zurückgeführt werden, da sie sämtlich durch eine tadellose Frische sich auszeichnen.

Es möge erwähnt werden, daß in manchen tholeytischen Diabasporphyriten und deren Übergängen zu Melaphyren (Gestein vom Sterzelberg [P. 13], von den neuen Brüchen bei Kaulbach [P. 19] u. a.) an ganz vereinzelt Stellen die Mesostasis zu einer ähnlichen Ausbildung, wie die eben geschilderte, hinneigt. Doch ist die Exaktheit in der Modellierung der Augitmikrolithen und die Reinheit der Basis eine weit geringere.

Das Material zur vorliegenden Untersuchung lieferten die folgenden Gesteine:

I. Melaphyrische Entwicklungsformen tholeytischer Intrusivgesteine.²⁾ Fundpunkte: „Backöfchen“ bei Morbach — zwischen Niederkirchen und Heimkirchen (P. 5 der beigefügten Übersichtskarte) — „Heimbüschel“ bei Relsberg — Reiserberg nordöstlich von Schallodenbach (P. 21) — „Haidenhübel“ nächst Messersbacher Hof (P. 22) — oberhalb des Wickelhofes bei Schallodenbach (vgl. Fig. 10) — Becherbach — Flettersberg bei Nußbach (P. 23) — Reipoltskirchen (P. 24) — zwischen Becherbach und Reipoltskirchen nördlich vom Kreuzwald (P. 25) — Ausbacher Hof, Bruch westlich vom Steinwald (P. 9) (vgl. Fig. 7) — Herchweiler — Wingertsberg bei Herchweiler.

II. Selbständige Gangmelaphyre. Fundpunkte: Jakobskopf bei Körborn — NW. der Wiesen „in den Hahn“ bei Albessen.

III. Melaphyre aus dem unteren effusiven Lager (Grenzlager) des unteren Oberrotliegenden (Erguß- oder Deckenmelaphyre, „Grenzmelaphyre“). Fundpunkte: Felsgruppe „auf der Wacht“ bei Eulenbis — Olsbrücker Tierwald (P. 26) — Schallodenbach (P. 27).

Abkömmlinge eines dioritischen Magmas.

Die zur allgemeinen Gruppe der Augitporphyrite gehörigen andesitischen Porphyrite (Weiselbergite), die Labradorporphyrite und die zwischen einem Augitporphyrit und einem kersantitartigen Gestein stehenden Cuselite bilden im Verein mit dem gleichfalls kersantitähnlichen Augitsyenitporphyr und den ganz von diesen

¹⁾ Mit Einschlüssen von Grundmasseglas und Erzkörnchen.

²⁾ Man vergleiche auch die namentliche Aufführung der Übergänge von tholeytischen Diabasporphyriten in basaltische (glasreiche) Melaphyre auf S. 25.

Gesteinen abweichenden Apliten die Familie der Abkömmlinge eines Diorit-(Augitdiorit-)Magmas (vgl. das Schema S. 6). Macht schon die vermutliche mineralische Zusammensetzung des dioritischen Muttergesteins, besonders hinsichtlich des Augitgehaltes, es wahrscheinlich, daß seine Abkömmlinge in mancher Hinsicht denen eines Gabbromagmas, wie sie soeben besprochen worden sind, sich ähnlich verhalten dürften, so findet diese Vermutung ihre Bestätigung durch die Beobachtung im Feld und unterm Mikroskop. Sowohl, was die Art des geologischen Auftretens der Dioritabkömmlinge, als was auch ihre strukturellen Eigenschaften anlangt, stellen sie ein nicht ungetreues Spiegelbild zu den Derivaten eines Gabbros dar. Mit dem Gabbrodiabas, dem Kern größerer diabasischer Intrusivmassen kann man die zwar in unserem Gebiet nicht anstehenden, jedoch vermutlichen Tiefenformen der Cuselite vergleichen, die Cuselite selbst erinnern strukturell häufig an Diabasporphyrite; den Übergängen zwischen (tholeytischen) Diabasporphyriten und basaltischem (glasreichem) Melaphyr kann man zur Seite stellen die Übergänge zwischen Cuseliten und Weiselbergiten (oder Labradorporphyriten). Nur den eigenartigen tholeytischen Entwicklungsformen der Diabasgesteine kann auf der Seite der Dioritabkömmlinge kein strukturelles Äquivalent zur Seite gestellt werden.

Die Grenze der beiden großen Gesteinsfamilien verfließt, wie schon erwähnt wurde, besonders zwischen Weiselbergit, Labradorporphyrit und basaltischem (glasreichen) Melaphyr, gerade also bei den ausgeprägtesten Effusivformen. Dies ist wohl erklärlich, da eine rasche, intensive Abkühlung die leichtflüssigen Effusivgesteine beider Tiefenmagmen, bei ihrer ähnlichen Basizität wohl auch zu einander ähnlichen Strukturausbildungen veranlassen konnte. Es ist eine genaue Kenntnis des geologischen Auftretens dieser Grenzformen und die Paragenese mit leichter erkennbaren Gesteinen erforderlich, um mit Sicherheit über die Zugehörigkeit einer effusiven Grenzform zur einen oder anderen Tiefengesteinsfamilie zu entscheiden. Mangels einer solchen Kenntnis muß schließlich die persönliche Empfindung das letzte Wort sprechen.

Ich freue mich, daß ich dank der sorgfältigen Einsammlung der untersuchten Gesteinsproben und durch die weitblickende geologische Aufnahme der Eruptivgebilde des Untersuchungsgebiets durch Dr. L. VON AMMON und Dr. O. M. REIS zu dieser Notwendigkeit nur ganz selten greifen mußte.

Im folgenden wird man ein eigenes Kapitel für die „Labradorporphyrite“ vermissen, obwohl ich sie sowohl in meinem Schema auführte, als auch ihre Verwandtschaft zu Cuseliten, Weiselbergiten, Diabasporphyriten und zu basaltischen (glasreichen) Melaphyren, den Angaben von H. ROSENBUSCH folgend, betonte. Diese Gesteinsgruppe bildete für meine Darlegungen über die Beziehungen der untersuchten Eruptivgesteine zueinander ein wichtiges Objekt; diese Wichtigkeit nun ist freilich für das Untersuchungsgebiet mehr theoretisch als praktisch, denn ich konnte sie mit Sicherheit auf mikroskopischem Wege nicht nachweisen bzw. sie von den ihnen so ähnlichen oben genannten Gesteinen abtrennen. — Die Unsicherheit in der Bestimmung des Labradorporphyrit-Typus hat übrigens selbst H. ROSENBUSCH zu schwankenden Gesteinsbestimmungen veranlaßt. So sehen wir, daß in der III. Auflage der Mikr. Physiographie der massigen Gesteine 1896 ROSENBUSCH einen eigenen Labradorporphyrit-Typus für das Saar-Nahe-Gebiet aufstellte, den er den Namen „Navit“ gab. Hierzu rechnete er auch (loc. cit. S. 965) die von A. LEPPLA (loc. cit. S. 137) als Melaphyre in meinem Sinn bestimmten Grenzlagergesteine von Eulenbis („auf der Wacht“) und von Olsbrücken, auf dem

Wege nach Mehlbach. — In der II. Auflage der Elemente der Gesteinslehre vom Jahre 1901 aber führt derselbe Autor die Navite unter den Melaphyren auf (S. 328), womit also die LEPPLA'sche Bestimmung der beiden genannten Gesteine wieder ihre ursprüngliche Berechtigung erhält.

Bei Betrachtung der Reihenfolge in der Besprechung der Dioritabkömmlinge wird man unschwer die Absicht erkennen, schon äußerlich zu betonen, daß die gabbroverwandten und dioritverwandten Gesteine bei allen trennenden Merkmalen doch fest aneinander gefügte Glieder einer ununterbrochenen Kette darstellen, deren eines Ende der Gabbro und seine Derivate, deren anderes der Granit und seine Abkömmlinge darstellt.

V. Andesitische Porphyrite (Weiselbergite).

Was die basaltischen (glasreichen) Melaphyre unter den Abkömmlingen eines Gabbromagmas, das sind die andesitischen Porphyrite unter den Derivaten eines dioritischen Magmas, nämlich dessen ausgesprochenste Effusivform. Im folgenden ist der Begriff „Weiselbergit“¹⁾ etwas weiter gefaßt als ihn z. B. H. ROSENBUSCH bestimmt wissen will. Die Weiselbergite sind porphyritische Gesteine von andesitischer Struktur, ausgezeichnet durch Einsprenglinge von Plagioklasen, monoklinem oder rhombischem Augit und gelegentlichem Olivin in einer pilotaxitischen oder hyalopilitischen Grundmasse. Für das Saar-Nahe-Gebiet unterscheidet der oben genannte Autor nach dem Vorwiegen von rhombischem oder von monoklinem Augit unter den Augiteinsprenglingen die von mir als Weiselbergite bezeichneten Gesteine in zwei Gruppen: in „Enstatitporphyrite“²⁾ und in „Augitporphyrite“ oder Weiselbergite in seinem Sinne. Beide Gesteinsarten sind geologisch aufs innigste miteinander vergesellschaftet und durch Übergänge miteinander eng verbunden. Auch K. A. LOSSEN kann die scharfe Trennung der Gesteine mit rhombischem und derjenigen mit monoklinem Augit nicht befürworten und sieht ROSENBUSCHENS Weiselbergit und Enstatitporphyrit aus dem mittleren Eruptivbett des Grenzlagers an der Nahe für wesentlich ein und dasselbe andesitische Porphyritgestein an (loc. cit. S. 304). Eine Anzahl der mir zur Untersuchung vorgelegenen Gesteine weicht in der mikroskopischen Struktur von der des typischen Weiselbergits ab, mit welchem Gestein sie jedoch geologisch eng verknüpft sind. Wegen der mangelnden Selbständigkeit dieser Gesteine und wegen der Schwierigkeit sie nach dem immerhin nicht vollkommenen Einblick, den die Betrachtung eines Dünnschliffpräparats bei der so ungemein wechselnden Struktur der Gesteine bietet, genau zu klassifizieren, werden sie im folgenden mit den Weiselbergiten zusammen besprochen werden, wozu ihre geologischen und petrographischen Verwandtschaftsbeziehungen volle Berechtigung erteilen.

Das Vorkommen des typischen Weiselbergits als Deckengestein ist im Saar-Nahe-Gebiet so ziemlich auf die Nahemulde beschränkt, wo er nach K. A. LOSSEN die Mittelzone des dortigen Grenzlagers bildet. Soweit meine Untersuchungen reichen, tritt typischer effusiver Weiselbergit in der Pfälzer Rotliegendenmulde recht in den Hintergrund. A. LEPPLA beschreibt in seiner von mir schon mehrfach zitierten und für die vorliegenden Untersuchungen in vieler Hinsicht nützlichen Abhandlung allerdings Augitporphyrite aus der Gegend von Schweisweiler

¹⁾ So benannt nach dem Vorkommen vom Weiselberg bei Oberkirchen (Rheinpr.).

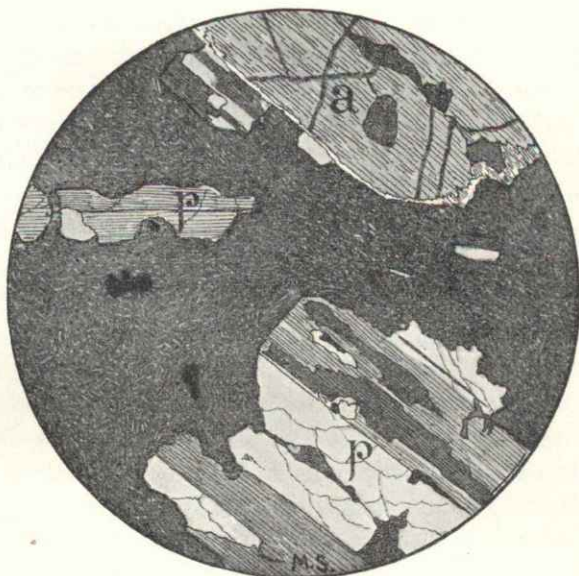
²⁾ loc. cit. S. 947.

und Falkenstein, die einem zwischen dem unteren und oberen Effusivlager eingeschalteten ziemlich langgestreckten Deckengestein entnommen wurden, und betont ihre Ähnlichkeit mit Porphyriten aus der Nahemulde (loc. cit. S. 137). Den echten Typus eines Weiselbergits aber stellen diese Gesteine, wie ich aus einigen Gesteinsproben ersehe, nicht dar; sie gehören zu der Gruppe jener Gesteine, die ich oben als weiselbergitverwandt bezeichnete, und stellen meines Erachtens durch Vorgänge bei der Effusion herbeigeführte strukturelle Modifikationen weiselbergitischer Gesteine dar.¹⁾

Ganz ähnlich wie der basaltische (glasreiche) Melaphyr sowohl in Deckenform sich findet, wie auch als Entwicklungsform tholeyitischer Intrusivganggesteine vermutlich nach den Salbändern hin, so treten auch die Weiselbergite in einer ähnlichen Doppelrolle auf. Neben der eben erwähnten Beteiligung weiselbergitartiger Gesteine in Deckenform im Unteren Oberrotliegenden entwickeln sich Gesteine vom echten Weiselbergitypus an zahlreichen Stellen aus Intrusivgängen cuselitischer Gesteine; andererseits lassen sich aber auch Modifikationen der melaphyrischen Entwicklungsformen von Gangtholeyiten zu weiselbergitähnlichen Gesteinsausbildungen in selteneren Fällen nachweisen.

An dem makroskopisch meist schwarzen Gestein der Weiselbergite lassen sich spärliche Feldspat- und noch spärlichere Augitkristalle, welche häufig ganz zurücktreten können, in einer recht feinkörnigen Grundmasse erkennen, deren besonders unter der Lupe zuweilen hervortretender Seiden- und Pechglanz glasig-fluidale Struktur verraten.²⁾

Mikroskopisch gewähren die Weiselbergite im allgemeinen das Bild eines ausgezeichnet porphyrischen Gesteins, im typischen Zustande mit einer pilotaxitischen,³⁾ hyalopilitischen³⁾ oder glasig-fluidalen Grundmasse und zurücktretenden, manchmal ganz verschwindenden Einsprenglingen von Feldspat, monoklinem und rhombischem Augit, wozu noch in vielen Gesteinen Olivin treten kann (Olivin-Weiselbergite). (Fig. 11.)



Figur 11.

Weiselbergit von Breungenborn bei Baumholder (Rheinpr.).

Dünnschliffbild ($\frac{0.5}{1}$). Nicols gekreuzt.

p = Plagioklaseinsprenglinge.

a = Rhombischer Augit, mit schmaler Umrandung von monoklinem Augit.

Die dunkle, schwach interferierende Grundmasse setzt sich zusammen aus hellen Leisten von Augit und Feldspat, dunklen Erzkörnchen und spärlichem Glas.

¹⁾ H. ROSENBUSCH glaubt, auch sie (loc. cit. S. 950) zu seinen Enstatitporphyriten stellen zu dürfen.

²⁾ Im folgenden werden auch einige im Text durch das beigefügte Wort (Rheinpr.) näher bezeichnete Weiselbergitgesteine aus dem preußischen Grenzlagergebiete in die mikroskopische Untersuchung mit einbezogen werden, zum Zwecke der Darlegung der strukturellen Gleichwertigkeit der bayerischen Weiselbergitvorkommnisse mit solchen auf dem benachbarten preußischen Boden.

³⁾ Vgl. die erläuternde Anmerkung S. 7.

Ein im frischen Zustand farbloser Plagioklas (nach den Auslöschungsschiefen $\perp a$ 60—80°, $\perp c$ 10—30° teils Oligoklas-Andesin, teils Labrador-Bytownit) tritt als Einsprengling in nicht besonders großer Menge auf. Meist nach der a-Achse gestreckt, mitunter auch gedrunken oder tafelig entwickelt, zeigt er, bei einer Größe bis zu mehreren Millimetern, nicht selten vollkommene Kristallform und eine schöne polysynthetische Zwillingslamellierung, wozu noch häufig Periklinzwillingsstreifen kommen. Hie und da stößt man wohl auf kleine rechteckige, gerade auslöschende und der Lamellierung entbehrende Kristalle, welche möglicherweise Orthoklase sind. Viele Einsprenglinge zeigen zonaren Aufbau; mitunter finden sich in ihnen unregelmäßige, zum Teil lappige Kerne mit veränderter Auslöschung. Größenverhältnisse und Menge der Feldspateinsprenglinge sind recht schwankend. In den typischen Weiselbergitgesteinen mit feinfilziger oder feinfluidaler Grundmasse sind im allgemeinen die Feldspäte als Einsprenglinge am reichlichsten vertreten und erreichen eine Größe bis zu drei Millimetern; in den den Cuseliten sich nähernden pilotaxitischen, oder in den basisreichen gröberfluidalen Ausbildungsformen tritt der Feldspat als Einsprengling erheblich zurück.¹⁾ In den letztgenannten Gesteinsformen können zur Not einige etwas größer entwickelte Feldspäte der Grundmasse als Einsprenglinge benannt werden (Gestein aus der Mittelzone des Grenzlagers zwischen Heimbach und Ruschberg in der Rheinprovinz).

Die Einsprenglingsfeldspäte neigen zur Gruppenbildung unter sich wie auch mit den Einsprenglingsaugiten, mit denen sie Verwachsungen eingehen (Weiselbergite von Breungenborn bei Baumholder in der Rheinprovinz, vom Mausemühlentunnel bei Hoppstädten und von Oberalben. Sämtliche aus dem Grenzlager an der Nahe). — Grundmasseglas ist in gekörnelten unregelmäßigen Partien meist längs Zwillingslamellen und Spaltrissen, manchmal auch in einer Randzone der Feldspäte eingeschlossen. Daneben finden sich Einschlüsse von (chloritisiertem) Augit, Erzkörnchen und goldgelbem Titanit, wohl aus letzteren entstanden (vgl. Fig. 11). Mechanische Verletzungen, Risse und Sprünge, zum Teil wieder durch andere Mineralien ausgeheilt, oder Zerbrechungen sind recht häufig.

Die Zersetzung der Feldspäte verläuft ähnlich wie in den bereits geschilderten Gesteinstypen der Gabbrofamilie. Verkalkung ist allgemein, häufig pflegt ihr eine mir noch unbekannt, schon früher an anderen Gesteinen erwähnte molekulare Umlagerung voranzugehen, die ein ganz erhebliches Sinken der Doppelbrechung der Feldspäte, manchmal bis zum Isotropismus zur Folge hat. Bläulichweiß interferierende Schnüre und Bänder pflegen hierbei die dunklen Kristalle zu durchziehen; sie bezeichnen öfters die Stellen eben beginnender Verkalkung.

Chloritbildung ist seltener; im Weiselbergit aus dem tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgang vom Elkenknopf bei Schallodenbach (P. 28) sind die langbalkenförmigen Feldspäte von chloritischen gelben Schnüren der Länge nach durchzogen und mit Eisenoxyd infiltriert; besonders auffällig ist die Chloritisierung der Einsprenglingsfeldspäte im Grenzlager-Weiselbergit von Oberalben, wo viele derselben einen meist scharf umschriebenen, die Kristallform nachahmenden Kern aus gelblichgrünem, schuppigem Chlorit besitzen. Zuweilen hüllen diese Umsetzungsprodukte Quarzkörnchen ein.

Kaolinisierung der Einsprenglingsfeldspäte, an der mehligten Bestäubung bei + Nicols kenntlich, zeigen nur wenige Gesteine, darunter ganz intensiv der

¹⁾ Vgl. die namentliche Aufzählung der Gesteine am Schluß des Kapitels.

Weiselbergit vom Felsental bei Obereisenbach, ferner das Gestein zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr.).

Frische Augiteinsprenglinge oder wenigstens Reste davon finden sich nur in einigen Gesteinsproben, besonders im Weiselbergit von Breungenborn bei Baumholder (Rheinprovinz), der auch in allen anderen Eigenschaften an Schönheit die übrigen Gesteinsvorkommnisse übertrifft (vgl. Fig. 11). Er tritt sowohl in seiner monoklinen wie in seiner rhombischen Form auf, stets aber weicht er hinsichtlich seiner Menge vor dem Feldspat zurück. Ähnlich wie die Einsprenglingsfeldspäte findet auch der Augit sich besonders gerne in den Gesteinen mit pilotaxitischer Grundmasse. Im frischen Zustand bildet der monokline Augit zum Teil gut entwickelte farblose Kristalle von bekannten physikalischen Eigenschaften. Oft mit Feldspateinsprenglingen verwachsen, ist er doch im allgemeinen älter als diese; er führt nur selten Einschlüsse von Feldspatkristallen; weitere Interpositionen sind Erzkörnchen und rotes Eisenoxyd.

In den meisten der untersuchten Gesteine lassen nur mehr Pseudomorphosen von Kalzit und lichtgrünem bis farblosem, aggregatpolarisierenden Chlorit ehemals vorhandenen monoklinen Augit vermuten; manche dieser Pseudomorphosen mögen aber wohl auch dem Olivin ihre Entstehung verdanken. Im Weiselbergit aus dem tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgang vom Sohlberg, nordöstlich von Reipoltskirchen (P. 31) ist diese Umsetzung mit einer mikroskopisch ganz ansehnlichen Ausscheidung von Erz und Titanit (Leukoxen) verbunden.

In Begleitung des monoklinen Augits tritt häufig rhombischer Pyroxen auf, besonders in olivinarmen oder olivinfreien Gesteinen (Grenzlagergestein vom „Steinernen Mann“ bei Oberalben). Er findet sich entweder in gedrungenen prismatischen Gestalten (Weiselbergit von Breungenborn [Rheinprovinz]) (Fig. 11) oder in Form kurzer Stengel. Stets ist er durch prismatische, seltener durch eine deutliche quere Spaltbarkeit, durch geringe Doppelbrechung und durch einen deutlichen Pleochroismus ausgezeichnet (|| c bläulichgrün, ⊥ c lichtbräunlich). Mitunter ist er von einem schmalen Saum von monokliner Augitsubstanz umhüllt (vgl. Fig. 11). Man darf in dem rhombischen Augit wohl einen zwischen dem Bronzit und dem Hypersthen stehenden Pyroxen vermuten.

In den meisten Gesteinen zeigt sich der rhombische Augit völlig zersetzt. Die Produkte der Zersetzung sind teils chloritähnlicher Serpentin in einigen Gesteinen, teils Bastit in anderen. Ersterer füllt in Form von grünlichgelben Faserbündeln ($Ch_2 +$), von schwachem Pleochroismus (|| der Fasern bläulichgrün, ⊥ hierzu grünlichgelb) und geringer Doppelbrechung (lavendelblaue Interferenzfarben) die Kristalldurchschnitte des rhombischen Augits aus, wobei sich zuweilen kleine Titanitkrümeln darin abgelagert finden. Im Weiselbergit aus dem tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgang vom „Becken-rech“ nördlich von Reipoltskirchen (P. 30) sind die Chlorit-Serpentinfasern untermengt mit parallelen Lagen und Streifen von Kalzit, augenscheinlich das Verwitterungsprodukt des Chloritserpentins.

Vermutlich ist die Chlorit-Serpentinbildung eine Etappe zu der in mehreren Gesteinen verbreiteten Herausbildung von Bastit aus rhombischem Pyroxen, besonders schön zu beobachten in den Weiselbergiten vom „Steinernen Mann“ bei Oberalben. In der einen Probe bieten die Bastitpseudomorphosen nichts Bemerkenswertes; nur erinnert die Absorption und die Doppelbrechung zuweilen lebhaft an braunen Glimmer (Abs. || den Fasern braungrün, ⊥ hierzu lichtgelb).¹⁾ Die Bastitpseudomorphosen in der zweiten Probe hingegen sind in mehrfacher Hinsicht bemerkenswert. Die Ersetzung von Augit- durch Bastitsubstanz ist nämlich mit einer erheblichen Ausscheidung von Quarz verbunden, die soweit gehen kann, daß schließlich die Kristalldurchschnitte des ehemaligen rhombischen Augits bis auf einen kleinen Kern und einen ganz schmalen Saum durch Quarz mit der bekannten verzahnten Struktur ausgefüllt sind. — Eine zweite interessante Erscheinung

¹⁾ Man vergleiche die Umbildung von Serpentin in Biotit in Melaphyren S. 29.

ist die Weiterumbildung des Bastits in ein Mineral der Epidotgruppe, das durch eine intensive blaugrüne Färbung auffällt. Das neugebildete Mineral ahmt die Faserstruktur des Bastits nach und ist durch schwache Absorption (|| den Fasern blaugrün, \perp dazu grün) und durch geringe Doppelbrechung ausgezeichnet ($Ch_2 +$). Trotz der auffälligen Färbung dürfte demnach kein Epidot, sondern eher Klinozoisit vorliegen. Die Klinozoisitbildung beginnt — analog der Serpentinbildung an Olivinen — von den Rändern und Rissen aus und wandert längs den Fasern des Bastits vorwärts. — Auch in dieser Probe erinnert an manchen Stellen Doppelbrechung und Absorption der Bastitpseudomorphosen an Biotit.

Frischen Olivin weist keines der untersuchten Gesteine auf. An Menge tritt er in den einsprenglingsreichen Gesteinen im allgemeinen gegen den Augit ziemlich zurück; Gesteine hingegen, die des Augits, insbesondere des rhombischen als Einsprengling entbehren, führen gerne Olivinpseudomorphosen von stets bescheidener Größe; umgekehrt pflegt er Gesteinen fern zu sein, die sich durch Reichtum an rhombischem Pyroxen auszeichnen.

Nicht stets ist er mit Sicherheit zu erkennen, denn noch früher als der Augit verfällt auch er einer intensiven Verkalkung (nach vorausgegangener Chloritisierung), die seine ohnehin häufig korrodierten Kristallformen noch mehr verwischt und eine Unterscheidung von gleicherart zersetztem Augit sehr erschwert. Aus diesem Grunde vermag ich auch nicht sicher zu entscheiden, ob die aus Cuselitintrusivgängen sich örtlich entwickelnden Weiselbergitgesteine Olivin führen, der den Cuseliten selbst fremd zu sein pflegt.

Sicherer ist seine Bestimmung in einigen weiselbergitverwandten einsprenglingsarmen und grobfluidalen (trachytischen) Gesteinen, wo er entweder zu echtem Serpentin unter Eisenerzausscheidung zersetzt ist (Gestein aus der Schlucht nördlich von Dennweiler [Grenzlager] — Gestein vom Mausemühltunnel bei Hoppstädten [Rheinpr., Grenzlager]) oder wo er zu Iddingsit¹⁾ umgewandelt ist, welche Erscheinung sich besonders schön in dem Gestein vom „Atzelteich“ im „Schwarzland“ beobachten läßt. In diesem schon äußerlich durch einen starken sekundären Rot- eisengehalt rotbraun gefärbten Gestein sind die Olivinkristalle ganz zu blutroten bis goldgelben, leuchtend interferierendem Iddingsit mit einem Kern oder einem Kranz von dunklem Eisenoxyd zersetzt.

Die Ausbildung der Grundmasse ist bei den echten Weiselbergiten die eines feinen Filzes von mikrolithischen Stengelchen von Feldspäten, Säulchen oder Körnchen von Augit und Erzkörnchen, nebst den Zersetzungsprodukten Kalzit, Biotit und Limonit (pilotaxitische Struktur), wobei sich öfters eine Glasbasis — in manchen Gesteinen lokal auch Quarz — zwischen den Bestandteilen des Filzes häutchenartig einstellt (hyalopilitische Struktur) (Fig. 11); stellenweise ordnet sich der Mikrolithenfilz fluidal an, besonders um Einsprenglinge herum, die von ihm in zierlicher Weise umflutet werden.

Den schönsten Typus eines Weiselbergits mit pilotaxitischer bis hyalopilitischer Grundmasse stellt unter den untersuchten Gesteinen der Weiselbergit von Breungenborn aus dem Nahetalgrenzlager dar; die Grundmasse ist gleich den Einsprenglingen von vollkommener Frische (Fig. 11); die Feldspäte sind mikrolithisch entwickelt, Augit und Erz als helle und dunkle Leistchen und Punkte ausgebildet. Strukturell stehen ihm hinsichtlich der Grundmasse außer den effusiven Weiselbergiten anderer Fundorte²⁾ interessanterweise recht nahe gerade die weiselbergitischen Entwicklungsformen aus cuselitischen und tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgängen;²⁾ nach

¹⁾ Vgl. die Iddingsitbildung in dem Deckentholeyit von Heiligenmoschel (S. 22).

²⁾ Man vergleiche die namentliche Aufführung dieser Gesteine am Schluß des Kapitels.

den bisher gepflogenen Beobachtungen finden sich diese Entwicklungsformen gewöhnlich am Salband der intrusiven Gänge, d. h. gegen die abkühlenden Sedimente zu.¹⁾

Einen eigenartigen Typus stellt ein Gestein von der „Ruth“ bei Ulmet dar. In einem Teig von einem ungemein feinen Feldspatmikrolithenfilz liegen schön fluidal zahllose, erheblich größere Feldspäte eingebettet, die man für Einsprenglinge halten möchte, wenn nicht noch eine dritte Feldspatgeneration — seltene tafelige Kristalle — den Anspruch auf diese Bezeichnung erheben würde.

Gesteinsglas, das den Mikrolithenfilz durchtränkt, ist teils farblos und seiner oft häutchenartigen Beschaffenheit wegen nicht immer leicht erkennbar, oder lichtbräunlich gefärbt (Weiselbergit von Breungenborn [Rheinpr.]) oder es ist ähnlich wie in basaltischen Melaphyren durch Eisenerzpartikelchen und Globuliten gekörntelt (Weiselbergit vom Sohlberg, nordöstlich von Reipoltskirchen. P. 31).

Besonders in Gesteinen mit mikroskopisch etwas größerem Mikrolithenfilz tritt lokal Quarz als letzte Ausscheidung in die Zwickel der Grundmassfeldspäte ein, oder er bildet größere Komplexe mit verzahnter Struktur (sekundär?), so in den Weiselbergiten vom Felsental bei Obereisenbach, von der „Ruth“ bei Ulmet und zwischen Niederkirchen und Hefersweiler (P. 29). Die Grundmasse dieser Gesteine ähnelt somit etwas der porphyritischer Cuselite, mit welchen wenigstens das Gestein vom letztgenannten Fundpunkt denn auch engstens verbunden ist.

Die nunmehr kurz zu besprechenden Grundmassen einiger weiselbergitverwandter Gesteine (vgl. Einleitung zu diesem Kapitel) zeigen, im Gegensatz zu den bisher besprochenen pilotaxitischen oder hyalopilitischen, statt der mikrolithischen Entwicklung der Feldspäte ansehnlichere Ausbildung derselben, die auch eine Unterscheidung zwischen Plagioklasen und Orthoklas ermöglicht.

Die Feldspäte sind bälkchenförmig entwickelt, in den kleineren Kriställchen an den Enden gespleißt, sonst treppenförmig oder gerade abgestutzt, teils zwei- oder mehrfach lamelliert, teils ungestreift und gerade auslöschend (Orthoklas).

Hierher gehören einmal manche Übergangsbildungen zwischen Weiselbergit und basaltischem (glasreichem) Melaphyr. Die Feldspatbälkchen der Grundmasse sind schlecht fluidal angeordnet und neigen zu divergentstrahligem Gefüge. (Gesteinsprobe aus dem tholeytisch-melaphyrischen Intrusivgang vom Elkenknopf bei Schallodenbach.)

Eine schöne trachytische Struktur ist Gesteinen vom Mausemühltunnel bei Hopstädten (Rheinpr.), aus der Schlucht nördlich von Dennweiler und von einem Fundort zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr.), sämtliche dem Nahetalgrenzlager angehörig, eigen. Mit diesen Gesteinen sind zu nennen einige Gesteinsproben aus dem mittleren effusiven Lager der Pfälzer Oberrotliegenden-Mulde, vom Thronfels, vom Burgberg und vom Galgenberg bei Falkenstein. Die Grundmasse besteht aus dichtgescharten fluidalen Feldspatleisten, übersät mit Augit- und Erzkörnchen, während sich Glas häutchenartig zwischen die Feldspäte einschleibt. Lockert sich der Fluß der Feldspatleisten unter Beibehaltung der Flußstruktur und breitet sich die Grundmasse dazwischen so aus, daß die Feldspäte wie in einen Teig locker eingebettet liegen, so entsteht eine Grundmassestruktur, wie sie den Gesteinen des Grenzlagers vom „Atzelteich“ im „Schwarzland“ nördlich von St. Julian und zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr., zweite Probe) eigentümlich ist. Unter allen untersuchten weiselbergitverwandten Gesteinen sind diese am reichsten an Gesteinsglas, am ärmsten jedoch an Einsprenglingen.

¹⁾ Vgl. die ähnliche Erscheinung am Salband des Cuselitganges im Niederkirchner (tholeytischen) Gabbrodiabas auf S. 52.

Für die typischen Weiselbergite wie für die ihnen am nächst verwandten hier erwähnten Gesteine ist ein in weiten Grenzen schwankender Eisenerzgehalt der Grundmasse zu erwähnen. Zersetzung von Erz zu Limonit ist besonders an den verwitterten Gesteinen häufig. Titanitumbildung wurde von mir nur in dem weiselbergitverwandten Gestein aus der Schlucht nördlich von Dennweiler gefunden. Auch der Apatit zeigt keine auffällige Verbreitung.

Die Zersetzung der Grundmassen sämtlicher Gesteine beginnt regelmäßig mit der Chloritisierung und Verkalkung der etwa vorhandenen Basis und des Augits. Wahrscheinlich verdanken die fast in jedem Gestein verbreiteten Biotitschmitzen der Weiterumbildung von Augitchlorit ihre Entstehung. Die Grundmassefeldspäte, insbesondere die mikrolithischen, pilotaxitisch angeordneten widerstehen länger der Umbildung als der Grundmasseaugit. Schließlich aber verfallen auch sie der Chloritisierung und Verkalkung, seltener der Zersetzung zu Kaolin.

Als Unterlage¹⁾ zur vorliegenden Untersuchung dienten nachstehende Gesteine:

I. Weiselbergite mit pilotaxitischer, hyalopilitischer oder mikrolithischer Fluidalstruktur:

a) Aus dem effusiven Grenzlager (mittlere Zone) der Nahemulde. Fundpunkte: „Steinerner Mann“ bei Oberalben — nördlich von Oberalben — über der Christofmühle nördlich von Rathsweller — zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr.) — Breungenborn bei Baumholder (Rheinpr., vgl. Fig. 11) — „Ruth“ bei Ulmet (drei Feldspatgenerationen, wovon die jüngste den Mikrolithenfilz der Grundmasse bildet) — Felsental bei Obereisenbach (Hinneigung zu cuselitähnlicher Struktur; Quarz in der Grundmasse).

b) Entwicklungsformen von cuselitischen (seltener tholeytisch-melaphyrischen) intrusiven Gängen und Lagern. Fundpunkte: Zwischen Niederkirchen und Hefersweiler (P. 29) (Übergang zur cuselitischen Struktur) — zwischen Hefersweiler und Seelen (vgl. die Karte) — „Heimbüschel“ nördlich von Relsberg — „Beckenrech“ bei Reipoltskirchen (P. 30) — Sohlberg nordöstlich von Reipoltskirchen (P. 31) — Kiefernkopf²⁾ — Großwald bei Rudolfskirchen (P. 32) — nördlich von Rathskirchen (P. 14) — Elkenknopf bei Schallodenbach (P. 28) (strukturelle Hinneigung zu basaltischem [glasreichem] Melaphyr).

II. Weiselbergitverwandte Gesteine mit trachytischer (mikroskopisch grobfluidaler) Struktur. (Faziesbildungen echter effusiver Weiselbergite.)

a) Aus dem effusiven Grenzlager (mittlere) Zone der Nahemulde. Fundpunkte: Schlucht nördlich von Dennweiler — Mausemühltunnel bei Hoppstädten (Rheinpr.) — zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr. In diesen drei Gesteinen ist Grundmasseglass in Häutchenform zwischen die Feldspäte der Grundmasse eingeklemmt). — „Atzelteich“ im „Schwarzland“ (Grundmasseglass umspült die fluidalen Feldspatbälkchen).

b) Aus dem mittleren effusiven Lager der Pfälzer Oberrotliegenden-Mulde. Fundpunkte: Thronfels (Hinneigung zur pilotaxitischen Struktur; blasenreich) — Burgberg bei Falkenstein — Galgenberg bei Falkenstein.

¹⁾ Das Gesteinsmaterial der aufgeführten Vorkommnisse liegt in Handstücken in der Sammlung des Geognostischen Bureaus. Die Stücke sind von L. v. AMMON gelegentlich seiner früheren Aufnahmen in der Pfalz gesammelt worden.

²⁾ Vgl. Dr. E. DÜLL (loc. cit. S. 76).

VI. Kersantitähnliche Augitporphyrite (Cuselite).

Mit den andesitischen Weiselbergiten sind, wie im vorigen Kapitel des öfteren betont wurde, durch strukturelle Übergänge eng verbunden als Cuselite¹⁾ bezeichnete Gesteine, die neben den Tholeyiten für den Pfälzer Sattel geradezu charakteristisch sind. Es sind dies Gesteine von diabasisch-körnigem bis porphyritischem Habitus, an deren mineralischen Zusammensetzung Plagioklas und Diopsid sowohl in körnigem Gefüge, wie als Einsprengling und in der feinkörnigen Grundmasse teilnimmt, wobei für die letztere neben dem gewöhnlichen Erz und dem Apatit noch ein Gehalt von Orthoklas, von seltenerem Biotit und von Quarz oder Mikropegmatit, als letzte Kristallisationsprodukte, bemerkenswert ist.

Diese Gesteine treten in weiter Verbreitung im Saar-Nahe-Gebiet in Form mehr oder minder mächtiger intrusiver Gänge oder Lager in den Schichten des oberen Karbons und des unteren Rotliegenden auf. Nach K. A. LOSSEN, welcher ihnen und ihren Beziehungen zu anderen Eruptivgesteinstypen eine von mir öfters zitierte Abhandlung widmete, seien die Cuselite als „biotitarne Augitkersantite“ aufzufassen. H. ROSENBUSCH, der in der dritten Auflage seiner Mikrosk. Physiogr. der mass. Gesteine 1896 sich gegen die LOSSEN'sche Auffassung wendet, führt sie nunmehr in der — während der Drucklegung dieses Kapitels erschienenen — vierten Auflage des obigen Werkes (Band II. 1. Hälfte. S. 675) unter den kersantitähnlichen Gesteinen auf, wobei er sich einer präziseren Auffassung enthält. Der neueste Forscher auf dem Gebiet der Cuselite, E. DÜLL, der eine große Anzahl von diesen Gesteinen in den Bereich seiner Untersuchung zog, spricht sich über die Natur der Gesteine nicht aus, sondern identifiziert sie ganz allgemein mit Augitporphyriten. In seiner „Speziellen Gesteinskunde“ etc. (Freiburg. 1907. S. 103 und 160) weist ihnen E. WEINSCHEK eine Mittelstellung zwischen Porphyriten und Kersantiten zu. Einer ähnlichen Auffassung möchte ich mich auch zuneigen: ich betrachte die Cuselite als Mittelformen zwischen einem Augitporphyrit (nach ROSENBUSCHENS Auffassung) und einem Kersantit, wobei bald mehr die eine, bald mehr die andere Strukturform vorherrschen kann, ohne daß aber freilich die typische Kersantitstruktur, wie der letztgenannte Autor hinweist, ganz zum Ausdruck kommt.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Cuselite in der bayerischen Rheinpfalz dürfte nach den bisherigen Untersuchungen ein vom Südwesten bis zum Norden vom Königsberg ziehender Landstrich darstellen, an dem auch noch der preußische Nachbarstaat partizipiert. Aber auch im fernerer Osten der Pfalz gelangen die Cuselite (Gegend SO von Rockenhausen) wieder zu einer größeren Verbreitung. Sie bilden in diesen Gegenden oft langgestreckte, häufig magmatisch einheitliche intrusive Gänge und Lager von nicht selten ziemlicher Mächtigkeit in den Schichten des unteren Rotliegenden. Um das Niederkirchner-Becherbacher Intrusivlager, unmittelbar im Osten und Südosten vom Königsberg, treten die Cuselite als petrographisch einheitliche Gangbildungen vor den tholeyitischen Gangausstrahlungen recht in den Hintergrund. Dafür aber finden wir Gesteine von echtem Cuselittypus an nicht wenigen Stellen in einer geologischen Raumeinheit mit dem gabbrodiabasischen

¹⁾ Von H. ROSENBUSCH eingeführte Bezeichnung nach dem Vorkommen dieses Gesteins am Remigiusberg bei Kusel, das von A. LEPLA eine eingehende Untersuchung erfuhr. (Der Remigiusberg bei Kusel. Jahrbuch f. Mineralogie. 1882. II. S. 101 und: Über die Lagerungsform des Remigiusberger Eruptivgesteins. Jahrbuch f. Mineralogie. 1894. I. S. 134).

Massiv und mit seinen tholeytischen Apophysen derart innig vergesellschaftet, daß man sich zu der Annahme einer direkten Entwicklung von cuselitischen Gesteinen, also von Gesteinen, die normal zur Augitdioritgruppe gehören, aus dem Gabbrodiabas und seinen tholeytischen Ausbildungsformen, also aus Verwandten des Gabbros, gezwungen sieht.¹⁾

Das typischste Beispiel für eine direkte apophysenähnliche Abspaltung von Cuselit aus dem (tholeytischen) Gabbrodiabas geben uns die Cuselitgänge, die sich aus dem nördlichen Ende des Niederkirchner Massivs zwischen Seelen und Hefersweiler (vgl. Karte) von diesem abzweigen. Ein anschauliches Beispiel wiederum für eine Vergesellschaftung von Cuselit mit einer Tholeytgangapophyse bieten die Intrusivgänge vom „Heimbüschel“ und dessen Umgebung nördlich von Relsberg (vgl. Karte), in welchen sich der Typus eines porphyritischen Tholeyits und seiner basaltisch-melaphyrischen Entwicklungsform mit einem Gestein vom Typus eines Cuselits samt dessen weiselbergitischen Ausbildungsform zu einem geologisch einheitlichen Körper vereinigt finden.

K. A. LOSSEN wandte der Erscheinung der Vergesellschaftung von Cuselit mit diabasischem Gestein, die er an dem Intrusivlagerzug in der Umgebung von Herchweiler und Pfeffelbach beobachtete, seine besondere Aufmerksamkeit zu (loc. cit. S. 317). Seine Meinung, daß sich diese eigentümliche Erscheinung wohl noch des öfteren finden dürfte, erhält durch die eben geschilderten Verhältnisse für die Umgebung des Niederkirchner Massivs ihre Bestätigung. Gerade in diesem Gesteinskomplex, um den sich im Grunde genommen die ganzen hier niedergelegten petrographischen Untersuchungen bewegen, und in seiner engeren und weiteren Umgebung vereinigt sich, wie schon mehrfach angedeutet und wie noch später des Ausführlicheren erörtert werden wird, eine derartige Fülle von interessanten, wichtigen und immer neuen petrographischen Erscheinungen, daß gerade dieses Gebiet zu petrographischen und, was besonders zu betonen ist, auch zu geologischen Studien²⁾ hiermit angelegentlich empfohlen sein möge.

Beim Versuch, die Verbindung von Cuselit mit dem Gabbrodiabas und seinen tholeytischen Entwicklungsformen zu einem und demselben geologischen Körper zu erklären, denkt man vor allem daran, daß eine magmatische Spaltung infolge einer ungleichmäßigen Erkaltung zur örtlichen Bildung eines cuselitartigen Gesteinstypus führte, der bei normalen Verhältnissen sich aus einem saureren, dioritischen Magma entwickelt haben würde.

Diese auch von LOSSEN ausgesprochene Annahme ist wohl die naheliegendste; ich möchte jedoch der Vollständigkeit halber auf die Ergebnisse meiner Untersuchungen hinweisen, die sich an den eigentümlichen mitten im Niederkirchner Massiv aufsetzenden Cuselitgang (S. 54) und an die denselben Komplex zahlreich durchschwärmenden Aplitadern knüpfen (S. 68).

Strukturell lassen sich die von mir untersuchten Cuselite in zwei Gruppen einteilen, die miteinander durch Übergänge verbunden sind, in Gesteine von porphyritischem Habitus und in mehr oder minder gleichmäßig körnige Gesteine. Letztere nehmen im allgemeinen wohl die tieferen Lagen der intrusiven Gänge und Lager ein, während die porphyritischen Cuselite an die äußeren, gegen die Schichten gelegenen Teile³⁾ und an Gangverschmälerungen gebunden sind, wo sie

¹⁾ Vgl. das Schema S. 6.

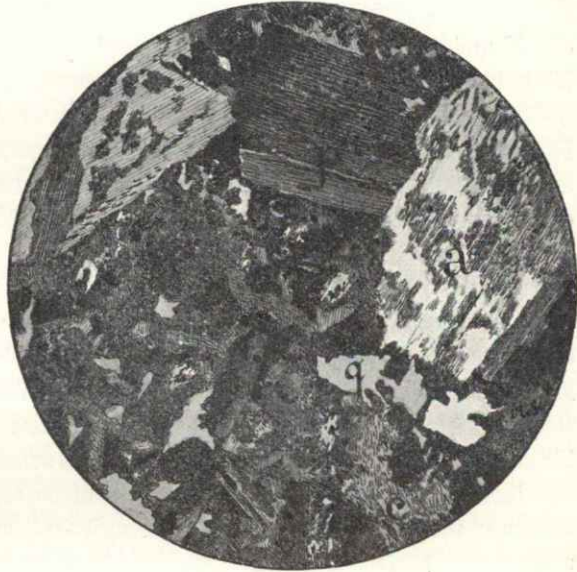
²⁾ Man vergleiche die interessanten Ausführungen von Dr. O. M. REIS.

³⁾ Vgl. A. LEPPLA, Der Remigiusberg bei Kusel. Jahrb. f. Min. 1882. II. S. 101.

häufig eine Struktur ganz vom Typus der effusiven Weiselbergite annehmen. Die körnige Struktur der Cuselite hält sich stets in bescheidenen Grenzen, Tiefengesteins-habitus, wie sie etwa gabbrodiabasische Gesteine aufweisen, zeigt unter den untersuchten Gesteinen keines.¹⁾

Der allgemeine Habitus der Cuselite ist der fein- bis mittelkörniger, meist grauer, grünlicher oder schwärzlicher, seltener rötlicher Gesteine, die bei porphyritischem Habitus Einsprenglinge von meist zersetzten Feldspäten und von monoklinem und rhombischem Augit in einer divergentstrahlig-körnigen Grundmasse führen können, an deren Zusammensetzung sich Feldspat und oft ophitischer, meist chloritisierter Augit, Quarz in Form letzter Ausfüllung der Feldspatzwickel, Erz und mitunter etwas Biotit (?) und Hornblende beteiligen. Die körnige diabasische (divergentstrahlige) Struktur mancher Cuselit-intrusivgesteine läßt sich im allgemeinen als eine gröbere Wiederholung der Grundmasse-Struktur der porphyritischen Cuselite bezeichnen.

In den porphyritisch entwickelten Cuseliten ist das Bild der Einsprenglingsfeldspäte ziemlich dasselbe durch alle untersuchten derartigen Gesteine. Sie treten entweder kristallisiert auf in häufigen gedrungen-rechteckigen Formen oder seltener in breiten Tafeln, oder in Balkenform mit stufenförmigen Endausbildungen; oder aber sie finden sich in unregelmäßigen Körnern ohne deutliche Kristallform, entstanden durch Zerbrechung von kristallisierten Feldspat-Einsprenglingen. Die Größe der Einsprenglinge, deren Menge meist nicht besonders groß ist, übersteigt 3 mm nicht. Die Feldspatkörner ohne deutliche kristallographische Umgrenzung



Figur 12.

Gang-Cuselit vom „Steinhübel“ nördlich von Hoof.

Dünnschliffbild ($\frac{70}{1}$). Nicols gekreuzt.

p (und links oben) = Plagioklaseinsprenglinge, in Chloritisierung begriffen.

a = Augiteinsprengling, zu Faserserpentin zersetzt.

In der divergentstrahligen Grundmasse sind die zersetzten dunklen Feldspatleisten kenntlich, dazwischen Chlorit (c) und als letzte Bildung Quarz (q).

¹⁾ E. DÜLL beschreibt (loc. cit. S. 73) „Tiefenformen cuselitähnlicher Gesteine“ mit „einer verhältnismäßig grob-diabasischen Struktur“, die große stockartige Massen bilden, während die porphyritischen Cuselite als wenig mächtige Intrusivgänge und -Lager auftreten. — Die erstgenannten Gesteine weisen aber ebenfalls ausgezeichnete Porphyritstruktur auf, die Grundmasse selbst ist auch mikroskopisch feinkörnig, feinkörniger als manche der von mir untersuchten, echt intrusivgang- oder lagerartigen Cuselite. Der geologische Unterschied nach E. DÜLL zwischen den beiden von ihm angenommenen Gruppen scheint sich demnach mikroskopisch nicht so prägnant auszudrücken, wie denn der genannte Autor dies selbst für die Cuselite von der Rothheck und „am Galgen“ anmerkwensweise andeutet, die trotz ihrer zum gabbroiden Habitus hinneigenden Struktur in Form schmaler Intrusivgänge auftreten, also in einer geologischen Rolle, die nach dem genannten Autor eigentlich den porphyritischen Cuseliten zukommen sollte. — Was den von ihm beschriebenen gabbroiden Cuselit vom Potschberggipfel betrifft, so vergleiche man die Anmerkung auf S. 59.

neigen besonders gerne zur Bildung von Gruppen und Nestern. Sämtliche Feldspäte sind zersetzt, die Bestimmung derselben auf optischem Wege konnte daher nicht mit Sicherheit durchgeführt werden. Durchgängig ist ihnen eine oft stark gesunkene Interferenzfarbe eigen; mitunter sind sie völlig isotrop geworden. Recht häufig sind die bei + Nicols dunklen Körner von regellos angeordneten hell interferierenden Bändern durchzogen, eine Erscheinung, die ich bereits an Tholeyiten, basaltischen (glasreichen) Melaphyren und Weiselbergiten beschrieb.

Verkalkung ist allgemein zu beobachten; in der Regel folgt die Kalkbildung keiner besonderen Richtung im Kristallkorn. Auch lokale Zersetzung zu Chlorit findet sich hie und da (Cuselit nördlich von Körborn). Hierbei ist das Innere der Feldspäte gewöhnlich von einem unregelmäßigen, schwach aggregatpolarisierenden, lichtgrünen Kern eingenommen. Die zurücktretende Kaolinisierung gibt sich in einer mehligten Überstäubung der Feldspäte bei + Nicols kund. Krümel und Körnchen von braunschwarzem Eisenoxyd lagern sich mitunter parallel zur Zwillingslamellierung der Feldspäte ein. Diese ist meist infolge der Zersetzung der Feldspäte verschwunden. Inwieweit man demnach unter den schön rechtwinkelig entwickelten Einsprenglingen Orthoklas vermuten darf, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Bemerkenswerte primäre Einschlüsse lassen sich des hohen Zersetzungsgrades wegen nicht wahrnehmen.

Viel weniger häufig als der Feldspat findet sich Einsprenglingsaugit. Vorherrschend ist dessen monokline Form; rhombischer Augit tritt nur in wenigen der untersuchten Gesteine auf. (Am „Steinhübel“ nördlich von Hoof, Gestein nördlich von Körborn). Meist sind die Augite unansehnlich entwickelt; lediglich das Gestein nördlich von Körborn, sowie ein Cuselit von Relsberg zeigen Augitkristalle bis zu 3 mm Länge. Mit einer einzigen Ausnahme — es handelt sich hierbei um den mehrfach erwähnten, später eingehend zu besprechenden Cuselitgang im Niederkirchner Gabbrodiabas — ist der Augit in den untersuchten Proben vollständig umgewandelt. Der monokline Augit ist regelmäßig ersetzt entweder durch Chlorit, oder durch diesen im Verein mit Kalzit oder endlich durch Kalzit allein, der wahrscheinlich den ehemaligen vorhandenen Chlorit überwucherte.

Der Chlorit ist meist von lichtgrüner Farbe, ohne deutlichen Pleochroismus, zeigt recht schwache Doppelbrechung und häufig Radialfaserstruktur ($Ch_z +$). An anderen Stellen tritt ein farbloser bis schwach grünlich gefärbter aggregatpolarisierender Chlorit auf, wohl auch von faseriger oder bündelartiger Beschaffenheit, wobei er im Querschnitt getroffen erscheint. Um eingeschlossene Erzkörnchen finden sich zuweilen bräunliche, pleochroitische Höfe, die nach analogen Erscheinungen im Chlorit der Grundmasse den Anfang einer Umbildung des Chlorits zu Biotit durch Eisenaufnahme aus dem Erzkorn bilden. Titanitkörnchen sind ebenfalls häufige Einschlüsse. Beteiligt sich neben Chlorit noch Kalzit an der Pseudomorphose, so ist dieser häufig von Chlorit umhüllt. Öfters bleibt die Kristallform des ursprünglichen Augits erhalten. Man bemerkt die bekannten achteckigen basischen Schnitte (Prisma und die beiden Pinakoide) oder sechseckige Formen (Prisma und Pyramiden). Ein leichter Saum von Eisenerz umgibt mitunter diese Pseudomorphosen.

Die selteneren rhombischen Pyroxeneinsprenglinge sind im Gegensatz zu den meist gedrungeneren monoklinen Augiten von langstengeliger, seltener breit entwickelter Form.¹⁾ Auch sie sind völlig zersetzt in gelbgrünen faserigen Serpentin ($Ch_z +$, faserig parallel zur Längserstreckung des ursprünglichen Kristalls, Pleochroismus bräunlichgrün || den Fasern, licht-gelbgrün \perp dazu). Mitunter finden sich diese Serpentinpseudomorphosen von Rissen quer zur Längsrichtung durchzogen, von welchen aus in das Fasergewebe hinein eine weitere hell interferierende

¹⁾ Vgl. Fig. 12.

Serpentinsubstanz, nach Art der Maschenstruktur verzweigt, gebildet wurde. — Kalzit tritt von der Pseudomorphosenbildung stark zurück, was wohl zum Teil mit der chemischen Zusammensetzung des Pyroxens zusammenhängen mag.

Einsprenglingsartig, jedoch makroskopisch nicht hervortretend, findet sich im Cuselit von Blaubach bei Kusel spärlicher Biotit. Er bildet abgerundete nach der a-Achse etwas gestreckte Gebilde von ausgezeichneter Frische und einer kräftigen Absorption. (c = rotbraun, a = lichtbräunlichgelb). Der Biotit schließt lichtgrüne, schwach doppelbrechende Chloritputzchen mit Kalzit, Titanit- und Erzkörnchen ein, von welchen er auch kranzartig umgeben ist. — Die Frische des Biotits ist — verglichen mit dem ganzen weitgehend zersetzten Gestein — recht auffallend. Er ist seinem ganzen Aussehen nach sicher sekundär und durch Vermittlung von Chlorit aus Augit entstanden, eine Erscheinung, die auch in der Grundmasse der Cuselite fast stets zu beobachten ist.)

Hornblendeeinsprenglinge konnten im frischen Zustand nicht nachgewiesen werden; vielleicht dürften in verschiedenen Proben seltene von Chlorit ausgefüllte Hexagone auf ehemals vorhandenen Amphibol hinweisen.

Die Grundmasse ist bei einer größeren Zahl von Gesteinen der Hauptsache nach ein deutlich divergentstrahlig-körniges Feldspataggregat, dessen Lücken durch Chlorit und mitunter Quarz (vgl. Fig. 12) und nur in ganz seltenen Fällen auch durch eine Art Basis ausgefüllt sind. Dazu kommt noch Biotit, meist sekundär, Titanmagnetit oder Titanit und schließlich Kalzit. — Abweichend von dieser Struktur zeigen die Cuselite vom „Atzelkopf“ bei Ehweiler und von Blaubach bei Kusel eine mehr pilotaxitische Ausbildung der Grundmasse. Diese Gesteine stehen somit strukturell den Weiselbergiten nahe.¹⁾

Bei divergentstrahlig-körniger Ausbildung der Grundmasse treten die Feldspäte als meist unfrische, schlecht oder nicht lamellierte (Orthoklas?) Leisten auf. Die kristallographische Umgrenzung ist in der Regel recht undeutlich, schartige Kanten sind weit verbreitet. Mit der Verfeinerung des Grundmassekorns nimmt die ohnehin nicht deutliche Kristallumgrenzung noch mehr ab (Fig. 12). Die Zersetzungsprodukte sind dieselben wie die der Einsprenglingsfeldspäte. Zwischen den Feldspäten findet sich — die Gesteine mit pilotaxitischer Grundmasse ausgenommen — regelmäßig lichtgrüner, sehr schwach doppelbrechender und kaum pleochroitischer Chlorit ausgegossen, der bei enger Häufung der Feldspäte wie zu dünnen Bändern oder Häutchen verdrückt erscheint und sich mitunter auf die Feldspäte ausbreitet. Eine konstante Erscheinung ist der Einschluß von zahlreichen Titanitkörnchen und von Eisenerz im Chlorit, besonders in den größeren Partien. Zweifelsohne ist der Titanit bei der Umsetzung von ehemals ophitisch mit den Feldspäten verbundenem Augit zu Chlorit entstanden.

Im allgemeinen ist der Grundmassechlorit von größerer Beständigkeit als der aus den Einsprenglingsaugiten entstandene; er neigt vor allem viel weniger zur Kalzitbildung, was zur Erwägung führt, ob der Augit der Grundmasse von Natur aus nicht kalkärmer gewesen sei, als der monokline (diopsidähnliche) Einsprenglingsaugit.

Eine für die Kenntnis der Cuselite wichtige Erscheinung ist die häufige stellenweise Umbildung von chloritischen Partien der Grundmasse zu Biotit. Besonders gerne bilden im Chlorit liegende oder randlich an ihn grenzende Erzkörnchen die Ansatzstellen für die Biotitbildung, in ganz ähnlicher Weise, wie ich sie bereits auf S. 21 für tholeyitische Gesteine anmerkwürdigweise erwähnte. Die Biotitneubildung gibt sich in den Anfangsstadien durch einen zuerst schmutziggrünen,

¹⁾ Auch der später noch näher zu beschreibende Cuselitgang im Niederkirchner Gabbrodiabas geht an den Salbändern in ein weiselbergitartiges Gestein über. Vgl. S. 52.

schließlich rotbraunen Saum um das mit dem Chlorit vergesellschaftete Erzkorn kund, der langsam in die lichtgrünliche Substanz des Chlorits verfließt. Im Fortgang der Umbildung formt sich allmählich ein ausgezeichnet frisches, braungelbes Fläserchen aus dem Chlorit, das durch seine leuchtenden Interferenzfarben von der schwach doppelbrechenden Umgebung sich scharf abhebt. Absorption und Spaltbarkeit ist die eines normalen Biotits. — Eine interessante Modifikation dieser Erscheinung ist die Biotitbildung aus radialfaserigem Chlorit im Cuselit von Herschweiler-Pettersheim. An Stelle der Chloritfasern sind schmale Lamellen von Biotit getreten; sie wiederholen durch ihre gerade Auslöschung hierbei das Sphärolithkreuz des ehemaligen Chlorits. Auch hier begünstigt die Nähe von Erzkörnchen die Umbildungserscheinung und Übergänge zwischen Chlorit und neugebildetem Biotit sind allenthalben zu beobachten.

Diese Umbildungserscheinungen, besonders die letztgenannte Art der Biotitbildung aus dem Grundmassechlorit, dürften bei ihrer Klarheit des Vorgangs geeignet sein, die Zweifel, die von einigen Autoren hinsichtlich der primären Natur des Grundmassebiotits der Cuselite schon geäußert worden sind, beseitigen zu helfen. Die ungeweine Frische des Biotits gerade in den zersetztesten Cuselitgesteinen, die in der Litteratur als recht eigentümlich betont wird, erhält hiermit seine Erklärung. Der frische Biotit der Grundmasse der Cuselite, der als ein Kersantitcharakteristikum dieser Gesteine betont wird, ist in der Mehrzahl der Fälle nicht ein ursprünglicher Gesteinsbestandteil, sondern aus dem Augitchlorit der Grundmasse durch Eisenaufnahme aus benachbartem Erz entstanden.¹⁾

Daß primärer Biotit gelegentlich in Cuselitgesteinen sich einstellen kann, sei jedoch nicht ganz in Abrede gestellt; unter den 35 Gesteinsproben, die ich untersuchte, konnte ich ihn freilich in keinem Gestein mit Sicherheit nachweisen.

In der Grundmasse der Cuselite begegnet man auch meist stengeligen Pseudomorphosen von parallel zur Längsrichtung gelagerten Serpentinfasern, die vielleicht auf ehemals vorhandenen rhombischen Augit in der Grundmasse hindeuten mögen („Steinhübel“ bei Hoof — Fleckensteig bei Hachenbach).

Aus der schwach interferierenden Grundmasse leuchtet in bläulichweißer Farbe der Quarz (vgl. Fig. 12) heraus, der niemals zu fehlen pflegt, wohl aber an Menge recht verschieden in den Gesteinen vorkommt.

Er bildet die letzte primäre Ausfüllung der Grundmasse und findet sich demnach stets in Zwickeln der Grundmassefeldspäte, wo er eine ähnliche Rolle wie der ophitische Augit spielt. Gleich diesem durchtränkt er in optisch einheitlichen Partien da und dort das Feldspatleistenwerk, von dem er zerstückelt wird. Häufiger ist er in kleinen Partien zwischen die Feldspäte eingeklemmt; Flüssigkeitseinschlüsse in Perlschnurform oder dicht im Innern des Quarzkorns tropfenartig angehäuft, sind gewöhnlich; häufig schließt der Quarz Erzkörnchen und -Leisten, nicht selten

¹⁾ K. A. LOSSEN und E. DÜLL nehmen beide eine Chloritisierung des Biotits, also den umgekehrten Prozeß, wie er oben geschildert wurde, an (loc. cit. S. 268 bzw. S. 68 ff.). Letzteren Autor überrascht häufig die große Frische des Biotits gegenüber den übrigen zersetzten Gesteinsbestandteilen; auf S. 241 der Geognost. Jahresh. 17. Bd. 1904 äußert er im Anschluß an H. LASPEYRES' Vorgang (Über einen Einbruch von alten Eruptivgesteinen in die Flöze der Steinkohlenformation. V. d. nat. Vereins d. pr. Rheinlande. 1893. 50. Korr.-Bl. S. 47) allerdings Zweifel über die primäre Natur des Biotits, schließlich veranlaßt ihn aber doch das „Gesamtverhalten des Biotits an sein ursprüngliches Vorhandensein zu glauben“.

zu prächtig interferierendem Titanit zersetzt, ein.¹⁾ Gewöhnlich ist er unzerbrochen, doch zeigen unverletzte Quarzpartien öfters optisch zweiachsige, auf Pressung hin-deutende Interferenzbilder. Mitunter findet man auch nicht einheitliche Quarzkomplexe, polygonal gegeneinander abgegrenzt oder buchtig ineinander verzahnt. Sie sind wohl sekundäre Infiltrationsprodukte. In mehreren Gesteinen tritt übrigens der Quarz stellenweise kristallisiert auf, eine Eigenschaft, die er in noch schönerem Maße in den körnigen Cuseliten zeigt. Die in der Litteratur häufig angegebene Ausfüllung der Feldspatzwickel mit primärem Mikropegmatit konnte ich in den vorliegenden Gesteinen nicht entdecken.

Meist in Form von mikroskopisch kleinen Körnchen mit Oktaederandeutung oder seltener in Leisten, also wahrscheinlich als titanhaltiger Magnetit oder als Titaneisen, findet sich das Erz in der Grundmasse vor. In den wenigsten Fällen frisch, ist es zumeist zu Titanit und Rutil zersetzt, die gelegentlich prächtige Pseudomorphosen liefern. Besonders reich an diesen sind die Gesteine vom Hetersberg bei Langenbach, von Hüffler und von Herschweiler-Pettersheim. — Der Rutil ist bräunlich gefärbt und nicht pleochroitisch; nicht stets läßt er sich mit Sicherheit von Titanit unterscheiden. — Leukoxenbildung ist allenthalben an den Pseudomorphosen zu beobachten.

Manchen Gesteinen, z. B. dem Cuselit vom „Atzelkopf“ bei Ehweiler, fehlt der Gehalt an sekundärem Titanit und Rutil fast völlig; das Erz ist in diesen Gesteinen zu Brauneisen oder Roteisen umgewandelt.

Roteisenerz findet sich in Putzenform besonders verbreitet im Cuselit von Konken, wobei es auch als maschige Pseudomorphose nach Einsprenglingen, vermutlich Augiten, auftritt. Wahrscheinlich ist diese abnorm starke Bildung von Eisenoxyd eine Wirkung postvulkanischer Prozesse.

Langprismatischer, farbloser Apatit eignet den Grundmassen sämtlicher Cuselite in mehr oder minder hohem Grade.

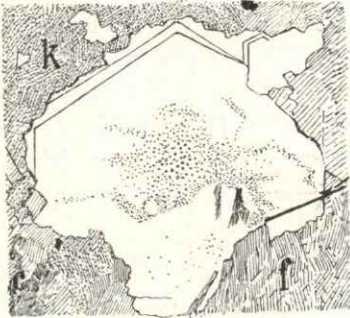
Erwähnenswert ist im Cuselit vom „Steinhübel“ nördlich von Hoof das Vorkommen von einigen, etliche Millimeter messenden rundlichen Hohlräumen (Mandeln?), die durch bräunlichgelben, schwach aggregatpolarisierenden Chlorit und in ihn eingebettete hübsche Sphärolithbildungen eines farblosen, schwach lichtbrechenden und schwach doppelbrechenden Minerals ausgefüllt sind. Die Radialfaserung des letzteren macht sich durch die Einlagerung von dunklen, isotropen, kleinsten Staubpartikelchen parallel der Faserung besonders bemerkbar. Die Auslöschung der Fasern ist augenscheinlich gerade. Das Interferenzkreuz der Sphärolithe löst sich beim Drehen des Präparats in zwei Hyperbeln auf, wodurch ein Bild, ganz ähnlich dem eines zweiachsigen Minerals bei konvergentem Licht, hervorgerufen wird. Diese Eigenschaften, im Verein mit der Beständigkeit der Sphärolithe gegen Salzsäure weisen auf Chaledon hin und zwar auf dessen als Quarzin bezeichnete Abart, wegen des positiven Charakters des der Faserachse parallel schwingenden Strahls.

Die Grenze zwischen den porphyritischen und den körnigen Cuseliten ist, wie schon in der Einleitung zu diesem Kapitel bemerkt wurde, eine durchaus fließende. Es mögen im folgenden einige körnige Cuselite besprochen werden, die sich durch einen mehr oder minder vollständigen Mangel an Einsprenglingen auszeichnen. Im allgemeinen zeigen die körnigen Cuselite eine Struktur, die eine etwas gröbere Wiederholung der Grundmassestruktur der porphyritischen darstellt; freilich sind auch Formen mit äußerst feinem Korn nicht selten. So zeigt der Cuselit vom „Schlangenschlag“ nächst der Rußmühle bei Rockenhausen schon makroskopisch einen schön-pilotaxitischen Aufbau; die schartigen, eng verfilzten,

¹⁾ Die Erzbildung bei der Kristallisation des Gesteins hielt demnach bis zur Ausscheidung des letzten Gesteinsbestandteils an.

mikrolithischen Feldspätchen sind umflossen von Quarz. Von ähnlicher Struktur sind die demselben Gangzug angehörigen Cuselite von Ruppertsecken, vom Kahlenberg bei Rockenhausen und vom Sattelberg nächst dem Hintersteiner Hof. Diese Gesteine erinnern in ihrer mikroskopischen Struktur etwas an manche im vorigen Kapitel besprochene weiselbergitverwandte Effusivgesteine. Die Cuselite aus den Intrusivgängen zwischen Schallodenbach und dem Wickelhof, vom Reiserberg bei Schallodenbach (P. 7) und vom „Käshübel“ bei St. Julian zeigen eine deutliche, mikroskopisch mittelkörnige, divergentstrahlige Struktur.

Im Gestein vom Reiserberg findet sich einige Male der die letzte Ausfüllung im Gesteinsverband bildende Quarz in schöner kristallographischer Entwicklung.



Figur 13.
Kristallisierter Quarz als letzte Ausbildung
im Cuselit vom Reiserberg bei Schalloden-
bach.
Dünnschliffbild ($\frac{52}{1}$). Gewönl. Licht.
f = Feldspat. k = Kalzit.
c = Chlorit.

Fig. 13 stellt einen derartigen Quarzkristall, senkrecht zur Hauptachse angeschnitten, dar. Der Kern des Kristalls ist von zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen durchschwärmt; auch ein an Ilmenit erinnerndes Erzstäbchen (im Bild rechts unten) und chloritisches, eisenschüssiges Zersetzungsmaterial fallen als weitere Einschlüsse im Quarzkristall auf. Dies im Verein mit der anomalen Zweiachsigkeit des Quarzes (geringer Achsenwinkel) beweisen einwandfrei die primäre Natur des Quarzkristalls. Dagegen halte ich die eigenartige, im Mikroskop durch eine bräunliche Pigmentierung hervortretende Zonenbildung an den Kristallkonturen als Anwachserscheinung einer sekundären Kieselsäurelösung. Der Anwachsstreifen ist optisch gleichsinnig mit dem Quarzkristall orientiert, ohne jedoch, ein Hinweis auf

seine sekundäre Natur, das auf Entstehung unter Druck hinweisende zweiachsige Interferenzbild des Quarzkristalls zu zeigen.

Die Verwitterung der Cuselitgesteine macht sich in der Ausbildung von Chlorit, Kalzit und Limonit bemerkbar, wobei die Gesteine sich schmutzigbraun verfärben.

Anhang.

Der Cuselitgang im Niederkirchner Gabbrodiabas.

Schon mehrmals gab es bisher Gelegenheit, auf den eigentümlichen Gang eines cuselitartigen Gesteins hinzuweisen, der nächst dem Dorfe Niederkirchen in dem Gabbrodiabas und dessen tholeyitischer Ausbildungsform aufsetzt. Die eigenartigen Umstände, unter denen dieses Gestein sich findet, sowie die nach außen hin kaum bemerklichen engen Beziehungen, in denen es zu dem durchbrochenen diabasischen Nebengestein, wie auch noch zu den in einem der nächsten Kapitel ausführlicher zu besprechenden Apliten steht und schließlich die relativ große Frische, die einen vortrefflichen Einblick in das Gestein gestattet, dürfte eine besondere Besprechung rechtfertigen.

Die Fundstätte des Gangcuselites ist der bei Gelegenheit der Besprechung des Gabbrodiabases zum ersten Male erwähnte verlassene Gabbrodiabassteinbruch 1 km südlich von Niederkirchen, am ersten Quertälchen des vom Odenbach durchflossenen

Haupttales. Dort durchsetzt an dem östlichen Teil der Gesteinswand der Cuselit, ziemlich scharf von der Umgebung abgegrenzt, als ein steil emporstrebender, ca. 1 m gleichmäßig breiter und mehrere Meter hoher Gang den tholeyitischen Gabbrodiabas. Nach oben stößt er stumpf ab an einer schief emporziehenden und schmalbankig aus dem gabbrodiabasischen Gestein (vgl. Fig. 14) sich heraushebenden Modifikation dieses Gesteins, dem von mir bereits beschriebenen Diabasporphyr, der, weiter vom Cuselitgang entfernt, nach aufwärts sich allmählich schlierenförmig in das gabbrodiabasische Muttergestein verliert. Der Cuselit ist von schwärzlichgrauer Farbe, von makroskopisch dichter Struktur und in dünne, planparallele Platten gesondert. Die Absonderungsrichtung ist hierbei eine nordsüdliche, sie verläuft bemerkenswerterweise parallel mit der Richtung der den Gabbrodiabas durchschneidenden Zerklüftungen, so daß man den Eindruck gewinnt, als ob die grobe Zerklüftung des Gabbrodiabases, nur etwas verfeinert, auch durch den Cuselitgang hindurchzieht (vgl. Fig. 14). Der vom Cuselitgang durchsetzte tholeyitische Gabbrodiabas ist außerdem von mehreren, wenigen Zentimetern breiten, rötlichen Eruptivgesteinsadern durchzogen, nach der mikroskopischen Analyse aplitische Gangbildungen.

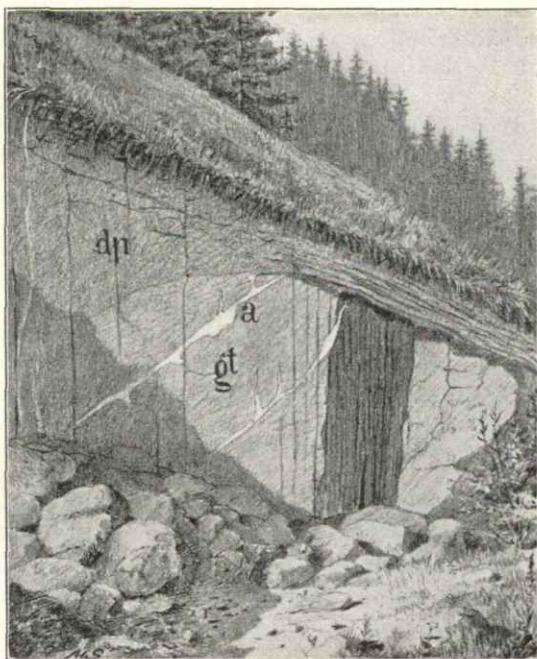
Eine dieser Adern berührt auch den Cuselitgang, indem sie eine kurze Strecke an der Gangwand sich zwischen dem Cuselit und dem gabbrodiabasischen Nebengestein einzwängt, um schließlich noch quer in das Innere des Ganggesteins einzudringen, wo es sich verliert. Es möge bemerkt sein, daß auch die

Aplitgänge von der allgemeinen Zerklüftung zerschnitten sich zeigen. — Die Absonderungsspalten und Risse des Gangcuselits sind von grobkristallinischem, weißem Kalk und von Eisenoxyd, die auch in Klüften des Nebengesteins sich finden, ausgefüllt.

Dies im kurzen die örtlichen Verhältnisse. Die Frage nach dem „Wann und Wie“ der Entstehung des interessanten Ganggesteins wird sich am besten nach Besprechung der mikroskopischen Eigenschaften des Gesteins erörtern lassen.

Es wurden mehrere Proben des Cuselitganges aus der Gangmitte und von den Salbändern untersucht. In den Proben aus der Gangmitte zeigte das Gestein folgendes mikroskopisches Bild:

In einer divergent-strahligen mikroskopisch feinkörnigen Grundmasse sind Einsprenglinge von Plagioklas und monoklinem und rhombischem Augit eingebettet. — Die Plagioklase zeigen Balken-



Figur 14.

Steinbruch im tholeyitischen Gabbrodiabas (gt) südlich von Niederkirchen mit einem Teil der Diabasporphyritschliere (dp), dem steilen Cuselitgang und einigen aplitischen Adern (a). Die Zeichnung ist etwas schematisiert. In Wirklichkeit hebt sich der dunkle Gang des Cuselits kaum von dem gleichfalls dunklen gabbrodiabasischen Nebengestein ab.

form mit schlechter kristallographischer Umgrenzung und sind zu Kaolin oder Glimmersubstanz, in geringerem Maße jedoch als in den bisher besprochenen Cuseliten, zersetzt. Häufig sind sie mit Augiteinsprenglingen verwachsen, mit diesen also gleichzeitig ausgeschieden. — Der häufige Augit bildet seltener Kristalle von bekannter Achteckform (Prisma mit Quer- und Längsflächen), meist sind die Einsprenglinge magmatisch korrodiert. Zwillinge nach der Querfläche sind nicht selten. Der monokline Augit ist von großer Frische, fast farblos und nur randlich grün gesäumt infolge beginnender Chloritisierung;¹⁾ rhombischer Augit war ursprünglich ziemlich zahlreich vorhanden, worauf die häufigen Pseudomorphosen von bräunlichgrünem chrysolitartigen Serpentin (Pleochroismus || der Faserachse olivgrün, \perp dazu lichtgelbbraun) hindeuten. Ab und zu ist der Chrysolit durch blätterigen, schmutzigrünen Serpentin ersetzt.

Die Grundmasse wird gebildet von einem mikroskopisch feinkörnigen, engen, divergentstrahligen Balkenwerk von meist sehr schlecht entwickelten, tief schartigen Feldspatleistchen, zwischen welchen sich der etwas chloritisierte und wie grünlich angehauchte monokline Augit eingeklemmt findet. Auch auf Reste von rhombischem Augit, nach Art der Einsprenglinge serpentinisiert, stößt man nicht selten. Der für die Cuselite so bezeichnende Quarz tritt auch hier in den Zwickeln der Feldspäte als letzte Ausfüllung in ziemlicher Menge auf. — Magnetit ist in zahlreichen Kriställchen und Körnchen über den Schriff zerstreut. Leukoxenartige Umbildungsprodukte fehlen. — Apatitmikrolithen sind zahlreich vorhanden. Seltene kleine, sehr frische Biotitschmitzen (Absorption: gelb zu hellbraun) sind weitere Umsetzungsprodukte des Grundmassechlorits. — Kalzitische Verwitterungsprodukte sind in den untersuchten Proben nicht zu finden.²⁾

Eine ganz andere mikroskopische Struktur zeigen einige Proben, die von den Salbändern des Ganges entnommen wurden.³⁾

Die Grundmasse ist ein Fluß von meist wenig deutlich entwickelten, mikrolithischen, etwas gedrungenen Feldspätchen mit ungemein zahlreichen, zwischengeklebten, ziemlich frischen Augit- und Erzkörnchen, der in wenigen Zentimetern vom Salband entfernt bereits hypidiomorph-feinkörnig wird und schließlich in einen Mikrolithenfilz von Feldspat, Augit und Erz übergeht. Quarz findet sich in der Grundmasse nicht mehr vor. Die Struktur dieser Gesteinsprobe ähnelt somit der eines Weiselbergits, eine Erscheinung, die ich bei den übrigen Cuseliten des untersuchten Gebietes öfters erwähnte.

In eigenartiger Weise finden sich Pseudomorphosen von serpentinähnlichem Chlorit nach rhombischem Augit in der Grundmasse. Sie bilden unvermittelt auftretende lappenartige, phantastisch geformte, mikroskopisch nicht unansehnliche Gebilde, die ihre gelappte und vielfach zerfetzte Form der Zerstückelung durch die fluidal oder wirr angeordneten Grundmassefeldspäte verdanken. Diese Gebilde erweisen somit die Ausscheidung des rhombischen Augits mit den Feldspatmikrolithen der Grundmasse. Häufig sind die eben geschilderten Pseudomorphosen in einer zum Teil schon vollendeten Umbildung zu Biotit (Absorption: fast farblos zu rotbraun) begriffen, bei welchem Prozeß, ganz wie in früher geschilderten Fällen, benachbartes Erz fördernd einwirkt.

Die Einsprenglingsfeldspäte zeichnen sich vor den bisher beschriebenen durch gut begrenzte prismatische Gestalt (Länge bis 2 mm) und ziemlich deutliche Lamellierung nach dem Albitgesetz aus. Eine Bestimmung nach den optischen Konstanten war jedoch nicht möglich. Neben der Zersetzung zu Kaolin findet sich auch solche zu Chlorit, insbesondere am Rand und im Kern. — Die Ränder der Feldspäte sind mitunter durch die oben beschriebenen lappigen Chloritserpentinbildungen eingesäumt. — Spärlicher als in den Proben aus der Gangmitte finden sich Einsprenglinge von ehemaligem Augit vor. Sie entbehren der Kristallgestalt; die Augitsubstanz ist ersetzt durch bräunlichgrünen Serpentin. — Häufig zeigen sie dicke Kränze und Kerne von dunklen Eisenoxydkörnchen. Randlich sind sie manchmal mit den oben erwähnten lappigen Chloritserpentinbildungen der Grundmasse verwachsen; sie stellten somit Kristallisationszentren (vgl. das ähnliche Verhalten der Feldspateinsprenglinge) für den rhombischen Pyroxen dar. In den Augitpseudomorphosen finden sich ab und zu Titanitkörnchen. — Kalzitische Ausscheidungen fehlen auch diesen Gesteinsproben. Man darf sonach — was die Feldspäte des Gangesuselites betrifft — einen wenig basischen Charakter derselben annehmen.

¹⁾ In den bisher besprochenen Cuseliten konnte nicht ein frischer Augit entdeckt werden.

²⁾ Man vergleiche hiermit die oft sehr starke Kalzitbildung in den bisher beschriebenen Cuseliten.

³⁾ Erscheinungen der Kontaktmetamorphose an den Salbändern zwischen dem Gangesuselit und dem gabbrodiabasischen Gestein lassen sich mikroskopisch nicht nachweisen. Beide Gesteine, obwohl, wie noch ausgeführt werden wird, zeitlich nur wenig verschiedener Entstehung, sind scharf voneinander abgegrenzt.

Auf S. 51 wurde hingewiesen, daß das Ganggestein von einer Aplitader berührt wird, die auch auf eine Strecke in den Cuselit eingedrungen ist. Es sei nunmehr noch mit einigen Worten ein eigenartiges, mikroskopisches Phänomen, das gerade am Kontakt mit den letztgenannten Adern auftritt, berührt, welches geeignet ist, die Mannigfaltigkeit der sekundären Erscheinungen, die bei Besprechung des Gabbrodiabases uns mehrmals entgegentraten, noch zu erhöhen:

Durch ein Präparat des Gangeuselits und zwar dessen weiselbergitähnliche Modifikation am Salband setzt ein feiner Sprung von der Breite eines Fadens, der zum größten Teil durch Kalzit mit deutlichen Zwillinglamellen ausgefüllt ist. In diesen Sprung ragen — gleich wirr angeordneten Pfählen eines Zauns — ausgezeichnet frische Leistchen von Feldspäten hinein, die sich als Fortwachsungen der wirr gelagerten, mikrolithischen Grundmassfeldspäte entpuppen. Wo der Sprung durch Feldspateinsprenglinge setzt, ist er nicht durch Kalzit, sondern wiederum durch Feldspatsubstanz ganz oder teilweise ausgeheilt, die sich von der Substanz der Einsprenglinge durch eine anscheinend größere Frische und die abweichende optische Orientierung unterscheidet.¹⁾ In dem neugebildeten Feldspat darf man auch in Hinsicht auf seine Frische wohl Orthoklas vermuten.

Da diese Erscheinung gerade am Kontakt mit der aplitischen roten Ader auftritt, so könnte man daran denken, die Feldspatneubildungen mit der Nachbarschaft dieser Adern in Zusammenhang zu bringen. Gleichwohl scheinen sie mir keine unmittelbare Wirkung der Kontaktmetamorphose durch die Gesteinsadern zu sein, vielmehr führe ich sie darauf zurück, daß vor dem Eindringen der aplitischen Ader in die Ganggrenze und in das Innere des Cuselitganges, welches, wie sich noch bei Besprechung der Aplitganggesteine ergeben wird, bald nach dem Aufstieg des Cuselitganges stattfand, mit Mineralbildnern gesättigte Dämpfe und Gase diesen Weg nahmen, auf den sich eben bildenden Kontraktionshaarspalten in das Cuselitgestein eindringen und die kaum gebildeten Feldspäte der Grundmasse, als die am leichtesten sich bildenden Gesteinskomponenten, zur Fortwachsung in den Sprung hinein anregen. Diese Annahme erklärt auch, warum die Feldspatneubildungen nicht über ein örtliches Fortwachsen von bereits vorhandenen Feldspäten hinaus sich erstrecken und den feinen Sprung nicht ganz auszementierten, wie ich das in einem der nächsten Kapitel (S. 66) als eine unmittelbare Wirkung des Kontakts zwischen den Aplitadern und dem gabbrodiabasischen Gestein desselben Steinbruchs beschreibe.

Nach der Neubildung der Feldspäte drang in den Sprung zuguterletzt noch eine kalzitische, gesättigte Lösung und kleidete ihn noch vollständig aus. Sie dürfte mit den eingangs erwähnten grobkristallinen durch den Cuselitgang ziehenden Kalkspatadern in Beziehung zu bringen sein.

Fragen wir uns nach der Art und der Zeit der Bildung des Cuselitganges! Der Cuselit ist gleich den übrigen cuselitischen Gesteinen des Untersuchungsgebietes als eine eruptive Äußerung eines dioritischen Magmas aufzufassen und in ähnlicher Weise auf einer Kluft des Gabbrodiabases emporgequollen, wie die übrigen Cuselite in die Klüfte und Fugen zwischen den Schichten hineindringen. Was die Zeit seiner Entstehung anlangt, so kommt man zu dem merkwürdigen Resultat, daß er unmittelbar nach der Eruption des Gabbrodiabases in diesem emporgestiegen sein muß. Denn in den Cuselitgang selbst finden wir eine der Aplitadern ihren Weg nehmen (vgl. Fig. 14), die, wie noch a. a. O. hinzuweisen Gelegenheit sein wird, noch zu einer Zeit das gabbrodiabasische Gestein injiziert haben müssen, als es noch hinreichend erwärmt war, um eine bis ins feinste gehende Durchschwärmung mit diesen aplitischen Adern und eine oft sehr erhebliche schlierige Verwebung mit diesen zu gestatten. Daraus ergibt sich von selbst das über die Zeit der Entstehung des Cuselitganges Gesagte. Der Zeitunterschied in der Bildung der drei Gesteine: Gabbrodiabas (und Tholeyit) — Cuselitgang — Aplitadern ist jedoch ein

¹⁾ Vgl. J. E. HIBSCH, Min. u. petr. Mitteilungen. 1888. S. 249. Der Autor erwähnt das gleiche Phänomen an einem trachytischen Phonolith und faßt es als eine Folge hydrochemischer Prozesse auf.
MAX KOCH, Die Kersantite des Unterharzes. J. d. pr. geol. L.-A. 1886. S. 76 u. 98.

JEDD, On the growth of crystals in igneous rocks after their consolidation. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1889. vol. XLV. p. 175.

derartig geringer, daß ihre Entstehung auf ein und dieselbe Eruption zurückzuführen ist, wobei der Cuselit und die aplitischen Adern als melano- und leukokrate Nachschübe in das noch erwärmte gabbrodiabasische Gestein aufzufassen sind, die aber ihren Ausgang nicht auch von einem Gabbromagma nahmen, sondern — worauf auch die Aplite nach ihrem ganzen mikroskopischen und chemischen Verhalten hindeuten — ein dioritisches Gestein als Muttergestein besitzen (vgl. die Ausführungen auf S. 58 des Kapitels „Aplitische Gangbildungen“).

Es dürfte wohl kaum anzunehmen sein, daß der eben geschilderte Cuselit eine vereinzelt Gangbildung in dem großen Niederkirchner Gabbrodiabas- und Tholeytmassiv darstellt. Nach der Häufigkeit der aplitischen Gänge in diesem Gesteinskomplex zu schließen, dürften auch kersantitähnliche Gangbildungen, also Cuselite, eine weitere Verbreitung darin besitzen. Das führt zu dem Gedanken: Könnte nicht auch ein Teil der mit dem Gabbrodiabas und seinen tholeytischen Gangapophysen an mehreren Orten zusammen sich findenden Cuselitvorkommnisse, insbesondere die Cuselitgänge zwischen Seelen und Hefersweiler (vgl. die Karte) ebenfalls selbständige Äußerungen eines dioritischen Magmas darstellen und nicht eine magmatische Differenzierung von Gabbrodiabas und Tholeyt, wie auf S. 44 angenommen wurde?

Zur vorliegenden Untersuchung lieferten das Material¹⁾:

1. Mehr oder minder deutlich porphyritische Cuselite.²⁾ Fundpunkte: „Goldgrube“ zwischen Seelen und Hefersweiler, nördlich von Niederkirchen (vgl. die Übersichtskarte) — „Heimbüschel“ nördlich von Relsberg (vgl. die Karte). Diese Gesteine sind genetisch mit tholeytischen Intrusivgesteinen verbunden. — Fleckensteig bei Hachenbach — „Entenrech“ bei Obereisenbach — nördlich von Körborn — „Schlangenbrunn“ bei Herschweiler-Pettersheim — Hetersberg bei Langenbach — Hüffler — „Atzelkopf“ bei Ehweiler — „Kipp“ bei Bledesbach — Diedelkopf bei Kusel — Blaubach bei Kusel — „Steinhübel“ nördlich von Hoof — Konken — nördlich von Unterselchenbach — Kiefernkopf.

2. Einsprenglingsarme oder -freie Cuselite. Fundpunkte: „Krippes“ bei Morbach (vgl. die Übersichtskarte) — Steinbruch am Reiserberg bei Schallodenbach. — Prenzelberg bei Herschweiler (vgl. K. A. LOSSEN, loc. cit. S. 313ff.) Diese Gesteine sind genetisch mit tholeytischen Gängen verbunden. — „Käshübel“ bei St. Julian (deutliche Hinneigung zu fluidaler Anordnung der Feldspäte). — Buchengraben bei Hoof. — „Schlangenschlag“ nächst der Rußmühle bei Rockenhausen — Hintersteiner Hof bei Rockenhausen — Ruppertsecken — Kahlenberg. Die Cuselite der letztgenannten vier Fundpunkte gehören einem Lagergang an. Sie sind mikroskopisch feinkörnig und neigen zu einer feinfilzigen Ausbildung.

VII. Augitsyenitporphyr.

Mit diesem Namen möchte ich ein Eruptivgestein bezeichnen, das vom „Krüppel“, am Weg von Becherbach nach Gangloff stammt. (Vgl. das Kärtchen.) Dort setzt ein kurzer von SW. nach NO. streichender senkrechter Gang eines eruptiven Gesteins quer durch die mittleren und oberen Odenbacher Schichten. Von den ihm zunächst benachbarten Gesteinsvorkommnissen, dem tholeytischen Gabbrodiabas

¹⁾ Die Mehrzahl der Gesteinsstücke wurde von L. VON AMMON eingesammelt.

²⁾ Die weiselbergitischen Ausbildungsformen der porphyritischen Cuselite finden sich im Anschluß an die Besprechung der Weiselbergite (S. 42) aufgeführt.

vom Roßberg und den tholeytischen Gängen bei Gangloff, weicht er durch seine Struktur und seine saurere Zusammensetzung derart ab, daß er als ein von diesen Gesteinen unabhängiger Pfeiler eines saureren Eruptivgesteins in der Tiefe angesehen werden darf.

Dem Vorgange K. A. LOSSENS folgend, der zwei Vorkommen von Augitsyenitporphyr im preußischen Saar-Nahe-Gebiet beschrieb — vom Winterbacher Gang und von Herchweiler-Pfeffelbach — und ihre Verwandtschaft mit den Cuseliten hervorhob,¹⁾ schließe auch ich das vorliegende Gestein, dessen Identität mit den von LOSSEN untersuchten Gesteinen ich allerdings nur aus seiner Beschreibung folgern kann, an die Cuselite an (vgl. das Schema S. 6).

Makroskopisch ist der Augitsyenitporphyr ein frisches, schwärzliches feinkristallinisches Gestein mit ansehnlichen, doch spärlichen glänzenden Feldspateinsprenglingen. Dunkle auffallende Gemengteile sind an der zur Untersuchung vorgelegenen Probe nicht zu bemerken.

Unterm Mikroskop gewahrt man Einsprenglinge von Feldspäten in einer mikrogranitischen Grundmasse von Orthoklas, Augit, Hornblende und Erzkörnchen.

Die ziemlich frischen Feldspateinsprenglinge sind bei einer Größe bis zu 4 mm äußerst mangelhaft kristallographisch entwickelt. Sie zeigen stellenweise zertrümmerte mit der Grundmasse verfließende Ränder. In Gruppen angeordnet, greifen sie buchtenförmig ineinander ein. Zwillingslamellierung konnte an den wenigen, optisch nicht günstig angeschnittenen Feldspäten nicht wahrgenommen werden; ich halte diese für Orthoklas, auch in Hinsicht auf die orthoklasreiche Grundmasse. In den Klüften der im Schmelzfluß zerbrochenen Feldspäte ist die Grundmasse eingedrungen; feine Sprünge sind durch Kalzit ausgeheilt. — Sonstige Einsprenglinge fehlen.

Die Grundmasse ist ein mikrogranitisches, fast ganz quarzfreies Gemenge von viel ungestreiften Feldspatkörnchen, lichtbräunlichgrünen Augitschmitzchen, etwas zurücktretenden olivengrünen, stark absorbierenden Hornblendekörnchen und einer ansehnlichen Menge ungeformten Magnetits. Chloritische Zersetzungsprodukte bemerkt man da und dort, kalzitische Verwitterungserscheinungen sind sehr spärlich. — Dazu kommen noch Apatit in reichlichen Nadeln und kürzeren Prismen, seltene Zirkonkriställchen und geringe Mengen von Titanit.

In ihrer mineralischen Zusammensetzung und in der Struktur bietet die Grundmasse demnach ganz den Anblick eines mikroskopisch-feinkörnigen Augitsyenits, woraus die allgemeine Bezeichnung des Gesteins als Augitsyenitporphyr sich ergibt.

Freilich hat diese Bezeichnung mehr oder minder nur einen strukturellen Wert. Denn genetisch dürfte das Gestein kaum als eine porphyrische Gangabzweigung von einem (Augit-)Syenitmagma anzusehen sein. Sein ganzes geologisches Auftreten im Verein mit der Seltenheit seines Vorkommens deuten vielmehr darauf hin, daß man es mit einem glimmerarmen, kersantitischen Gestein zu tun hat, das, wenn es nicht direkt mit einem dioritischen Tiefengestein in Verbindung gebracht werden kann, vielleicht als eine unter eigenartigen Umständen bewirkte Weiterdifferenzierung des kersantitischen Cuselits aufgefaßt werden darf.

¹⁾ loc. cit. S. 292 und 312. Der Winterbacher Gang ist ebenfalls ein Quergang.

VIII. Aplitische Gangbildungen.

An mehreren, räumlich ziemlich weit voneinander entfernten Punkten des Untersuchungsgebietes setzen durch die dort anstehenden Eruptivgesteine — bei Niederkirchen und bei Ebernburg ein Gabbrodiabas mit tholeyitischen Faziesbildungen, am Gipfel des Potschbergs ein Cuselit — ziemlich häufige, wenig mächtige Gänge eines eruptiven Gesteins von fremdartigem Habitus, das, bisher hinsichtlich seiner petrographischen Stellung und seiner Beziehungen zu dem Nebengestein wenig beachtet, das Interesse des Petrographen wohl verdient.

Nach seinem ganzen Verhalten muß es nämlich als ein Aplit bezeichnet werden, wie er bisher meines Wissens in der Rheinpfalz und in den angrenzenden Gebieten unter den permischen Eruptivgesteinen noch nicht gefunden worden ist.¹⁾

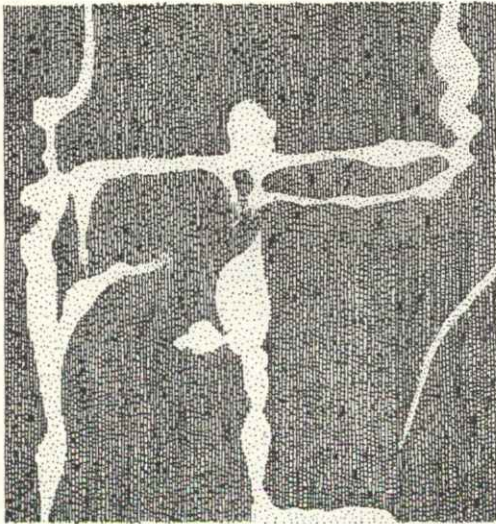


Fig. 15.
Aplitische Gangbildungen im tholeyitischen Diabas vom Götzenfels bei Ebernburg. (Nach einer Skizze von Dr. O. M. REIS gezeichnet. Maßstab 1:40.)

Makroskopisch zeigen die Ganggänge eine den bisher besprochenen Gesteinen fehlende blaßrote bis rotbraune Färbung und meist zuckerkörnige Struktur mit häufigen miarolitischen Hohlräumen, deren Größe zwischen punktartiger Kleinheit und einem Durchmesser von 3—4 mm schwanken kann. Dunkle Gemengteile treten im allgemeinen ganz zurück; durch einen ziemlich erheblichen Gehalt an Pyrit ist das Ganggestein vom Götzenfels bei Ebernburg ausgezeichnet.

In der äußeren Erscheinung weichen Gesteine aus dem tholeyitischen Gabbrodiabas N der Biegenmühle bei Niederkirchen, vom Buchenknopf südlich von Niederkirchen, und noch einige andere von „Niederkirchen“ stammende Gesteinsproben älterer Aufsammlungen von den oben gekennzeichneten ab.

Jenes besitzt eine auffallend weißliche Färbung, diese sind durch grobkörnige Struktur mit zum Teil zentimetergroßen Feldspatkörnern ausgezeichnet. Besonders an den letztgenannten Gesteinsproben fallen die zahlreichen, ansehnlich großen Blättchen von teils frischem, teils zu schmutziggelbem Titanit-Leukoxengrus zersetzten Titanisen-erz auf, die nach allen Richtungen die roten, großen Feldspäte zerhacken.

Das Auftreten der so beschaffenen Gesteine ist dadurch bemerkenswert, daß sie bisher nur als Kluftausfüllungen in Eruptivgesteinen, niemals aber durch Schichten setzend gefunden wurden. An drei Stellen konnten im Untersuchungsgebiet diese Gangbildungen an vertikalen Wänden des Nebengesteins beobachtet werden: im Dorf Niederkirchen, ferner in dem a. a. O. schon mehrfach erwähnten Steinbruch südlich von Niederkirchen (Punkt 1 des Kärtchens), wo ich selbst Gelegenheit zu Studien hatte und schließlich im Eisenbahneinschnitt von Götzenfels,

¹⁾ GÜMBEL erwähnt diese Gänge zum ersten Male in Bavaria. IV. S. 46, neuerdings in Geologie von Bayern. II. S. 974. Als einen weiteren Fundort gibt er den Roßberg bei Becherbach (vgl. Kärtchen) an; petrographisch faßte er sie als „syenitartige Melaphyre“ auf.

über welches Vorkommen mir Herr Landesgeologe Dr. O. M. REIS freundliche Mitteilung machte und eine Skizze überließ. Die übrigen Örtlichkeiten sind mir persönlich nicht bekannt.

An den drei Orten durchsetzen diese Gesteine das gabbrodiabasische und tholeyitische Nebengestein in Gestalt wenig mächtiger, kaum im Maximum 15 cm breiter Gänge, die sich gabeln und aufs feinste verästeln, sich wieder vereinigen, Apophysen aussenden, hier ihre Mächtigkeit plötzlich verringern, um dann wieder an Breite zuzunehmen, dort auskeilen oder ins Innere des Nebengesteins ihren Weg fortsetzen; kurz, sie durchschwärmen ganz nach Art von Apliten das Nebengestein in scheinbar regellosester Weise (vgl. Fig. 14 und Fig. 15). Gegen das Nebengestein sind die Gangbildungen häufig deutlich abgegrenzt; an manchen Stellen verwischt sich aber die Grenze etwas und im Auskeilen der Gänge verschwimmt endlich ihr rotes Gestein schlierenhaft ins dunkle Nebengestein. Diese Art des Auftretens der Gänge, ihre auffallend lichte Färbung im Verein mit ihrem wechselnden, teils feinzuckerkörnigem, teils pegmatitisch-grobkörnigem Gesteinsverband und ihre häufig undeutliche Abgrenzung gegen das Nebengestein weisen mit großer Bestimmtheit auf einen Aplit-Charakter dieser Gänge hin.

Die chemische Analyse und die mikroskopische Untersuchung aber machen diesen Charakter zur Gewißheit. Mineralbestand und mikroskopische Struktur der Gangbildungen schwanken in gleicher Weise. Diese sind auch unterm Mikroskop leukokrate Gesteine, bei denen die dunklen Silikate ganz in den Hintergrund gedrängt sind. Nach den bisher gepflogenen Beobachtungen darf man annehmen, daß die mächtigeren Gangbildungen vorwiegend von meist grobkörnigen Gesteinen eingenommen werden, die in reinem Zustande körnige Mineralaggregate von überwiegend Oligoklas, Albit, viel Titaneisen und zurücktretendem Quarz als letzte Ausscheidung, darstellen, während mit der Zunahme der Verästelung und Gangverengung ein saurer Charakter im Gestein platzgreift, der sich entweder in der Herausbildung von körnigen Orthoklasgängen oder aber auch in einer porphyrischen Struktur äußert, wobei als Einsprengling vorzüglich Orthoklas für sich oder in Form mikroperthitischer Verwachsung mit Albit in einer Grundmasse von typischem Mikropegmatit und Quarz fungiert. (Fig. 16.) Die basischeren Gangmodifikationen sind ferner noch durch einen ganz geringen Gehalt an grünem Augit ausgezeichnet, während die saureren Gangbildungen neben Titanmagnetit noch recht zurücktretend allotriomorphe grüne Hornblende führen.¹⁾

Im nachstehenden mögen einige von Herrn Landesgeologen ADOLF SCHWAGER im Laboratorium des Kgl. Oberbergamtes gefertigte Analysen über zwei Apliten aus dem Gabbrodiabas von Niederkirchen (I, II und III), sowie über einen aus II isolierten Feldspat (IV) folgen.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Glühverlust	Sa.
I	58,28	0,58	16,42	6,02	2,75	0,12	4,26	1,94	0,14	7,90	—	1,72	100,13
II	71,22	0,71	13,58	2,36	0,90	0,29	0,35	0,24	6,48	3,58	0,10	0,82	100,63
III	73,58	0,20	15,21	0,41	—	Spur	0,11	0,17	6,66	3,61	—	0,22	100,17
IV	66,97	0,25	19,01	0,51	—	—	0,14	0,21	8,35	4,51	—	0,27	100,22

I. Grobkörniger Aplit von Niederkirchen.

II. und III. Feinkörniger Aplit vom Sattelberg nördlich von Niederkirchen.

IV. Natronorthoklas aus II.

¹⁾ Nicht zum ursprünglichen Mineralbestand der Gesteine gehört der in einigen Proben sich findende Biotit. Vgl. die Ausführungen auf S. 67.

Probe I ist einem von GÜMBEL seinerzeit als „syenitartigen Melaphyr“ bezeichneten grobkörnigen Aplitgang (loc. cit.) entnommen. Die Probe ist, wie die mikroskopische Untersuchung ergab, jedoch nicht ganz rein; die Feldspatkörner des Aplits umhüllen etliche winzige Fragmente von uralitisierendem Augit aus dem Gabbrodiabasnebangestein und von sekundären Epidotnestern,¹⁾ wodurch sich der ziemlich hohe Gehalt der Magnesia, zum Teil auch des Eisenoxyduls erklärt; in der chemisch untersuchten Probe scheint das beigemengte Erz, wie der hohe Eisenoxyd Gehalt und die geringe Menge Titansäure beweist, mehr die Zusammensetzung des Eisenglanzes als des Titaneisenerzes gehabt zu haben, wiewohl letzteres sonst gerne in den übrigen grobkörnigen Apliten aufzutreten pflegt. Recht bemerkenswert ist schließlich an der Gesteinsprobe I der ganz beträchtliche Gehalt an Natrium, die hingegen ganz verschwindend geringe Menge an Kalium und endlich der geringe Kieselsäuregehalt. Durch all diese Eigenschaften stellt sich dieses aplitische Gestein, das — wenn man von den eingehüllten fremden Gemengteilen und dem Erz absieht — im wesentlichen ein körniges Gemenge von Albit und Oligoklas ist, in ziemlichem Gegensatz zu den Gesteinsproben II und III, die einer zuckerähnlichen und an Nebengesteinsgemengteilen freien Aplitmodifikation vom Sattelberg nördlich von Niederkirchen, entnommen sind. Hier fällt gerade der hohe Gehalt an Kalium und der etwas davor zurücktretende Natriumgehalt auf. Kalk, Magnesia und Eisenoxydul zeigt die Analyse nur in Bruchteilen eines Prozentes, und auch das Eisenoxyd ist entsprechend dem geringeren Gehalt dieser Proben an Erz in unbedeutender Menge vertreten. Der Kieselsäuregehalt hingegen beträgt fast 15 % mehr, als die Analyse der Gesteinsprobe I zeigt. Deuten sonach die Analysen II und III schon für sich auf einen ausgesprochenen Reichtum dieser Aplitmodifikation an Natronorthoklas, so bringt die Analyse IV, welche die chemische Zusammensetzung von aus Gesteinsprobe II isolierten Feldspäten wiedergibt, hierfür vollends den Beweis.

So wird die durch den makroskopischen und mikroskopischen Befund schon erkannte Veränderlichkeit dieser Gesteine in der Struktur durch die chemische Analyse auch hinsichtlich des Mineralbestandes bestätigt. Es erscheint daher die Anschauung, daß man es im vorliegenden Fall mit aplitischen Gesteinen zu tun hat, auch durch die chemische Untersuchung gerechtfertigt.

Ich komme zur Erörterung der Frage nach dem genetischen Zusammenhang der Aplite mit einem Tiefengestein. Eine Beobachtung der aplitischen Gänge bei Niederkirchen oder am Götzenfels, besonders die Betrachtung der stellenweise schlierigen Verwebung derselben mit dem Nebengestein, fordert zu dem Schlusse auf, diese Gangbildungen als Nachschübe desselben Magmas aufzufassen, dem die Gabbrodiabase und Tholeyite an jenen Stellen entstammen und — um mit WEINSCHENK zu reden — sie als „eine Art von Quintessenz des Magmas zu betrachten“, die sich „auf den ersten Kontraktionsrissen des erstarrenden Gesteins eingeschoben hat und unter der Wirkung der hohen Temperatur des eruptiven Herdes selbst langsam kristallisierte“.

So natürlich und folgerichtig diese Auffassung nun auch erscheint, so erheben sich doch gewisse Bedenken, diese aplitischen Gangbildungen als Nachschübe eines Gabbromagmas in ein gabbrodiabasches und tholeyitisches Intrusivgestein hinein zu betrachten. Vor allem hindern daran ihre mikroskopischen und chemischen Eigenschaften, die, soweit meine Erfahrung reicht und ich der Litteratur entnehmen kann, Gabbroaplit nicht eigentümlich zu sein pflegen, Eigenschaften, die vielmehr die Aplite zur Gefolgschaft eines saureren Gesteins, wie ich annehme, eines Diorits, stellen. Diese Annahme der Zugehörigkeit der Aplite zu einem dioritischen Tiefengestein resultiert freilich nicht gerade aus einer Fülle zwingender Beweisgründe. Auf dem unsicheren Boden, den die wenigen, durch die natürlichen Verhältnisse möglichen Beobachtungen und der Mangel der Kenntnis des Bodeninnern und der darin verborgenen Eruptivgesteinsmassen der Spekulation bieten, ist eine völlig einwandfreie Entscheidung über die Genesis der Aplite schwer

¹⁾ Vgl. S. 68.

zu treffen. — Es seien im nachstehenden einige Umstände angegeben, die vielleicht als Bestätigung meiner Auffassung über die Stammeszugehörigkeit der Aplite dienen können. Wie schon auf S. 51 angeführt, sind in dem Gabbrodiabassteinbruch südlich von Niederkirchen die dort aufsetzenden Aplitgänge mit einem Gang eines cuselitartigen Gesteins vergesellschaftet, der stumpf in der Gesteinswand zu endigen scheint. Eine aplitische Gesteinsader hat sich gerade am Kontakt zwischen dem Cuselitgang und dem gabbrodiabasischen Nebengestein eine Strecke weit hineingeschoben, um dann auf einer Spalte in das cuselitische Ganggestein selbst einzudringen. Diese Erscheinung weist nun wohl auf eine spätere Bildung der Aplite gegenüber dem Cuselitgange hin; wie gering aber der Unterschied in der Bildungszeit beider Gesteine ist, bezeugt der Umstand, daß die Kontraktionsrisse (Absonderungsrisse) im gabbrodiabasischen Gestein in gleicher Weise Cuselitgang und Aplitgänge durchschneiden: beide Gesteinsarten sind demnach in dem Nebengestein emporgedrungen, bevor noch die Erhaltung desselben bis zur Absonderung vorgeschritten war, d. h. Aplit und Cuselit im gabbrodiabasischen Nebengestein verdanken ein und derselben Eruptionstätigkeit ihre Entstehung. Erwägt man aber nun, daß die Petrographie allgemein die Cuselitgesteine als kersantitische Spaltungsprodukte eines Diorits ansieht, so ergibt sich die Wahrscheinlichkeit von selbst, daß die mit dem Cuselitgang an einer und derselben Stelle und zur selben Eruptionsperiode aufgestiegenen Aplite die leukokraten Spaltungsprodukte desselben Diorits darstellen werden.

Bekannt man sich zu der immerhin wahrscheinlichen Annahme eines gemeinsamen magmatischen Tiefenherdes für die basischen Eruptivgesteine unseres Gebietes (vgl. S. 4), so stellen sich der Erklärung der Aplite als Dioritabkömmlinge keine wesentlichen Hindernisse in den Weg. Bekanntlich finden sich die aplitischen Gesteine — mit Ausnahme des in einer Cuselitmasse aufsetzenden Aplits vom Gipfel des Potschberges — in Vergesellschaftung mit mächtigen gabbrodiabasischen und tholeyitischen Intrusivgesteinen; sie sind zweifelsohne bald nach dem Aufstieg des Gangeuselites in das noch nicht völlig verfestigte Nebengestein emporgedrungen. Es ist nun leicht denkbar, daß mit der großartigen gabbrodiabasischen Intrusion bei Niederkirchen und bei Ebernburg an einer Stelle in dem angenommenen gemeinsamen Magmabassin der an den Randzonen desselben konzentrierte basischere Magmaanteil (Gabbro) sich erschöpft habe, wobei der dem Gabbro nach dem Innern des Magmaherdes zunächst gelagerte dioritische Magmaanteil dem empordringenden basischen Gestein nachfolgte und mit dem Nachlassen der treibenden Kraft sich nach oben in das eben erkaltende gabbrodiabasische Gestein in der Aussendung aplitischer und kersantitischer Spaltungsprodukte erschöpfte. Durch diese Annahme verliert auch das Vorkommen aplitischer Gänge¹⁾ auf dem Gipfel des Potschbergs, einer Cuselitmasse, an Bedeutung; wir sehen darin nur eine Wiederholung der oben erwähnten kleinen Aplitintrusion in den Cuselitgang im Gabbrodiabassteinbruch südlich von Niederkirchen.

Mikroskopische Beschreibung.

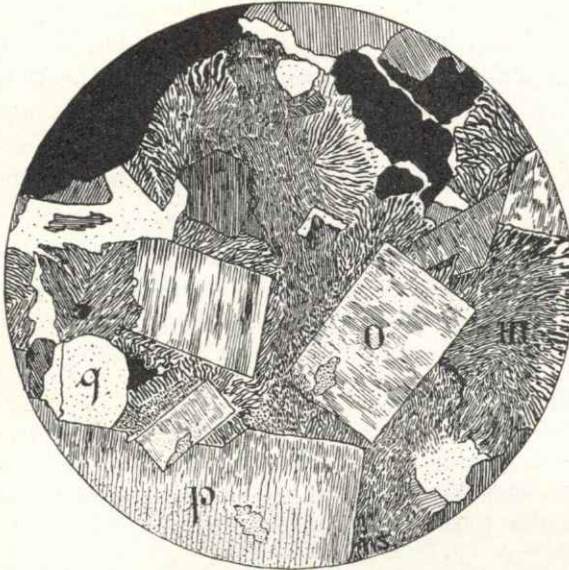
In kurzer Wiederholung des auf S. 57 dieses Kapitels zum Zwecke des Beweises der Aplitnatur der Gesteinsgänge über deren mikroskopische Struktur Gesagten sei auf die Variabilität der Gesteine in ihrem strukturellen Habitus noch einmal hingewiesen. Die Struktur bewegt sich auch unterm Mikroskop von einer fast pegmatitisch-grobkörnigen durch eine feinkörnige bis zur ausgezeichnet mikropegmatitisch-porphyrischen Ausbildung (vergleiche Fig. 16), die sich jedoch selten

¹⁾ Dr. E. DÜLL bestimmte (loc. cit. S. 74) eine ihm zur mikroskopischen Analyse vorgelegte Probe des rötlichen aplitischen Ganggesteins von der Höhe des Potschberges als Cuselit, wobei er aber nicht unterläßt, auf die Eigenart dieses Gesteins hinsichtlich seiner strukturellen Ausbildung hinzuweisen.

rein auf größere Strecken erhält, vielmehr meist infolge einer engen Scharung der (Feldspat)-Einsprenglinge sich verwischt. Porphyrische und körnige Ausbildung wechseln — was betont werden mag — besonders in den schmalen Gängen ohne ersichtlichen Grund.

Das Hauptgewicht in der mineralischen Zusammensetzung der Aplite — die schon auf S. 57 bereits des ausführlicheren angegeben wurde — fällt vor allem auf den Feldspat (Plagioklas und Orthoklas), in zweiter Linie ist der nur als Letztausscheidung in den körnigen, als Grundmassebestandteil in den porphyrischen Gesteinsausbildungen auftretende Quarz zu nennen; die dunklen Gemengteile Hornblende, Augit und Erz nehmen im allgemeinen nur ganz untergeordnet am Gesteinsaufbau teil. Andere primäre Mineralien fehlen.

Der weitaus vorherrschende Feldspat bestimmt in seiner Anordnung die mikroskopische Struktur der Gesteine. In den seltenen ausgedehnteren porphyrischen Ausbildungsformen der Aplite bildet er in der aus Quarz und Mikropegmatit zusammengesetzten Grundmasse freischwimmende Einsprenglinge (vgl. Fig. 16). Gewöhnlich sind die Feldspatkristalle eng geschart, durch gegenseitige Hemmung in der Ausbildung oft nur halb oder undeutlich kristallographisch entwickelt und schließlich führt diese hypidiomorphe Anordnung der Feldspäte in eine gabbroartig-körnige über. In jenem Falle verrät sich durch die Anwesenheit von Mikropegmatit und Quarz in den Zwickeln der Feldspäte noch eine undeutliche porphyrische Struktur, in diesem Falle stellt das Gestein — bei dem ganz



Figur 16.

Porphyrische Ausbildung eines Aplitganges aus dem Gabbro-diabas südlich von Niederkirchen.

Dünnschliffbild: $\left(\frac{70}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.

- o = Orthoklas-Mikroperthit (Orthoklas mit Plagioklas durchwachsen).
 p = Plagioklas(?) - Mikroperthit (Plagioklas mit Orthoklas durchwachsen).
 m = Mikropegmatit } Grundmasse.
 q = Quarz }
 Schwarze Stellen = Durchbrechungen.

zurücktretenden Gehalt an dunklen Gemengteilen — ein fast reines, aplitisches Feldspataggregat dar. Die Feldspäte besitzen eine mittlere Größe von 1 mm. Fast allgemein ist ihnen eine bräunliche Bestäubung mit Eisenoxyd eigen, die der Grund für die Rotfärbung der Gesteine ist, wie die mikroskopische Beobachtung an dem ausnahmsweise weißlich gefärbten Aplit nördlich der Biegenmühle bei Niederkirchen beweist, dessen Feldspäte keine Eisenoxydimprägnation zeigen.¹⁾

Wo die Feldspäte Kristallgestalt besitzen, zeichnen sie sich — besonders in den mikroskopisch kleineren Formen — gewöhnlich durch hohe Schärfe der Kristallumgrenzung aus. Am häufigsten findet man dann gedrungen-rechteckige oder

¹⁾ Es möge betont sein, daß auch die Plagioklase in den untersuchten Gesteinen die lebhafteste rote Färbung zeigen. Vgl. hingegen E. WEINCHENK, Gesteinsbild. Min. S. 129.

quadratische Gebilde, mitunter stößt man auf Prismen mit beiderseitig aufgesetzten Pyramiden — in diesen Gestalten pflegen Orthoklas und Plagioklase aufzutreten — während die langstengeligen nach der a-Achse gestreckten Feldspatkristalle im Aplit von Heimkirchen nur dem triklinen System angehören. Die Beteiligung von Plagioklas und Orthoklas an der Zusammensetzung der Aplitite ist eine so verschiedene, daß sie die Einteilung dieser Gesteine in zwei Gruppen gestattet, eine solche, die ihre dioritische Verwandtschaft durch ein starkes Vorwiegen von Plagioklas über den Orthoklas einigermaßen andeutet und eine andere, die, ausgezeichnet durch einen erheblichen Gehalt an Orthoklas zu den granitischen Apliten und, bei mikropegmatitisch-porphyrischer Ausbildung, zu den Granophyren, hinüberspielt. Die plagioklasreichen Aplitite sind im allgemeinen grobkörniger und auf die mächtigeren Gangbildungen beschränkt, die orthoklasreichen Gesteine hingegen haben feineres Korn und bilden die schmälere Gänge und Adern.

Der ersten Gruppe (Plagioklas-Aplitite) kann man die Gesteine im Tholeyit von Heimkirchen, im tholeyitischen Gabbrodiabas nördlich der Biegenmühle bei Niederkirchen und vom Buchenknopf südlich von Niederkirchen zurechnen.

Die Plagioklase sind in diesen Gesteinen meist hypidiomorph-körnig entwickelt, seltener als deutliche kristallographisch wohl begrenzte Einsprenglinge ausgebildet, teils kurzbalcken- oder tafelförmig, teils langstengelig entwickelt (Aplit von Heimkirchen). Die polysynthetische Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ist wenig scharf, die Lamellen sind breit und von geringer Zahl. Zuweilen tritt an Stelle der Albitlamellierung Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz (Verwachsungsfläche die Quer- oder Längsfläche) oder seltener nach dem Manebacher Gesetz (Zwillingsfläche die Basis). Nach ihren Auslöschungsschiefen lassen sich die Plagioklase zumeist als Albit-Oligoklas erkennen.

Mitunter hüllen Plagioklase einem Bilderrahmen gleich einen Kern eines optisch anders orientierten Feldspats ein. Ungleich interessanter aber ist die Umhüllung von Plagioklaskernen durch ein schilfiges Feldspataggregat — besonders schön im Aplit vom Buchenknopf entwickelt — das eine randliche perthitische Durchwachsung des vorwiegenden Plagioklases mit Orthoklas ist. Mitunter aber ist auch der ganze Feldspatkristall ein derartiges schilfiges Aggregat und man ist dann nicht imstande sicher zu beurteilen, welche von den beiden Feldspatsubstanzen die vorherrschende ist und ob nicht der Kristall schon eher zum Orthoklas(-Mikroperthit) (vgl. Fig. 16) zu rechnen sei. Gewöhnlich verlaufen die Fasern des schilfigen Mikroperthits parallel der Längsachse a, also parallel der Albitstreifung des „Wirtes“. Die Grenze zwischen der Mikroperthitfaserung und dem davon nicht berührten Feldspatkern ist bei zarter Ausbildung der Fasern eine scharfe; bei etwas größerer Entwicklung derselben aber geht die Mikroperthitfaserung unmerklich in die Albitzwillingslamellierung über. An der Zwillingsnaht Karlsbader Zwillinge schneidet die Faserung manchmal scharf ab.

Als Einschlüsse führen die Plagioklase nicht gerade häufige Titaneisen- und Titanmagnetitkriställchen und ihre Zersetzungsprodukte Titanit und Eisenoxyd; ferner umhüllen sie spärliche Fragmente von Hornblende und Augit, sowie daraus entstandenen Chlorit, der sich gerne über die nächste Feldspatumgebung ausbreitet. Schließlich ist noch Apatit als Interposition zu erwähnen.

Die Doppelbrechung ist auch bei völligem Mangel an Zersetzungserscheinungen durch die Imprägnation der Plagioklase mit Eisenoxydstaub vielfach geschwächt, scheint aber auch in manchen Fällen — nach dem eigentümlichen heller- und

dunklerfleckigen Interferieren zu schließen — durch molekulare, mir unbekannte Umsetzung zu leiden.¹⁾ Im allgemeinen eignet den Plagioklasen eine leichte Kaolinisierung und Verglimmerung; kalzitische Verwitterungserscheinungen fehlen bemerkenswerterweise völlig.²⁾

Wo in den plagioklasreichen Gesteinen noch Grundmasse entwickelt ist, ist die Grenze der Plagioklase gegen den Mikropegmatit derselben zum Teil eine so fließende, daß man auf eine gleichzeitige Ausscheidung desselben mit der äußeren Region dieser Feldspäte schließen darf; zum Teil wiederum sind die Feldspäte scharf in dem Mikropegmatit abgeformt. Gegen den zweiten Grundmassenbestandteil, den Quarz, sind sie aber nur selten durch Kristallkonturen abgesetzt. Die Kristallkanten sind vielmehr ungemein schartig, burgruinenähnlich entwickelt und die Scharten und Buchten von Quarz umflossen, der auch in Form von zahlreichen Inseln, Ausfüllungen kaverner Lücken, in den Randzonen der Plagioklase auftritt, eine Erscheinung, die ich bei der Besprechung der Grundmasse noch mit einigen Worten streifen werde.

Die zweite Gruppe der aplitischen Gesteine, die feinkörnigen Orthoklasaplite, mit dem Habitus teils von mikropegmatitischen Quarzporphyren, teils von Feldspatiten umfaßt eine Reihe von Gesteinsproben von den Fundorten: Beckenbacher Berg, Niederkirchen, Götzenfels-Bahneinschnitt bei Eberburg und Pötschberggipfel. In dieser Gruppe von Gesteinen wird der Plagioklas vom Orthoklas in den Hintergrund gedrängt oder vollkommen verdrängt.

Der Orthoklas findet sich sowohl als wohlbegrenzter Einsprengling, wie auch als körniger Gemengteil, stets durch Übergänge verbunden. Die Nähe des Salbandes und der Gangmitte oder die Mächtigkeit der Gänge innerhalb gewisser Grenzen scheint auf die Ausgestaltung des Orthoklases keinen erheblichen Einfluß auszuüben; so ist z. B. eine Aplitader im Niederkirchner Gabbrodiabas (Steinbruch südlich von Niederkirchen) bei einer Mächtigkeit von nur 3 cm aus einem granitisch-körnigen Aggregat von Orthoklas zusammengesetzt. Ähnliche Strukturen weisen auch die wenige Zentimeter breiten Gesteinsgänge im Bahneinschnitt von Götzenfels auf.

Die Bestimmung des Orthoklases stößt auf keine Schwierigkeiten, wenn er in Körnergestalt auftritt. Im Gegensatz zu der hypidiomorph-grobkörnigen Ausbildung eines Teils der Plagioklase in den Gesteinen der ersten Gruppe, wo die Wachstumsrichtung eine mehr oder minder nach der a-Achse bevorzugte war, sind die Orthoklaskörner ohne bestimmte Form ineinander verzahnt. Diese Verzahnung ist — mit völliger Verdrängung von Grundmasserest — häufig eine lückenlose. Meist schwächt eine ziemlich lebhafteste Bestäubung mit Eisenoxyd, das sich manchmal in Putzen anreichert, die Doppelbrechung des Orthoklases. Spaltrisse können auffälligerweise an ihm nicht beobachtet werden. Von der an den Plagioklasen bemerkten leichten Kaolinisierung und Verglimmerung ist der Orthoklas nicht berührt.

Schwieriger gestaltet sich zuweilen die Bestimmung des Orthoklases, wenn er in Kristallform auftritt. Das gerne angegebene Kennzeichen der rechteckigen Kristallgestalt eignet, wie schon oben gesagt wurde, auch den Plagioklasen; über-

¹⁾ Man vergleiche dieselben Erscheinungen in den bisher besprochenen Gesteinen.

²⁾ Nur das Ganggestein aus dem Götzenfelser Eisenbahneinschnitt bei Eberburg ist sehr kalkreich; der Kalk aber stammt aus dem stark verwitterten Tholeyit, durch den der Gang streckenweise setzt.

dies sind in mehreren Gesteinen die Kristalle, bei welchen ein unlamellierter Aufbau für Orthoklas sprechen würde, durch eine über den Kristall ausgebreitete Mikroperthitfaserung ausgezeichnet, wie sie an den Plagioklasen bereits beschrieben wurde. Dort wurde schon hingewiesen, daß diese Faserung den ganzen Plagioklas ergreifen könne und somit schließlich die Unterscheidung schwer mache, wer von den einander durchdringenden Substanzen — Orthoklas oder Plagioklas — die vorherrschende sei. Diese Schwierigkeit tritt nun auch manchmal bei der Bestimmung des Orthoklases heran, so daß dieselbe nicht selten dem subjektiven Empfinden des Beobachters überlassen bleiben wird.¹⁾ Die von mir als Orthoklas-Mikroperthit aufgefassten Kristalle zeigen häufig — abweichend von der Faserung der Plagioklase, die parallel zu ihrer Längserstreckung zu verlaufen pflegt — eine Faserstruktur mit Anordnung der Fasern parallel zur kleineren Rechteckseite.

Bemerkenswert ist, daß an den granitisch-körnigen Feldspataggregaten der Apliten keine Mikroperthitbildung wahrzunehmen ist.

Die Ausscheidungsfolge der beiden Feldspäte kann im Dünnschliff nicht sicher entschieden werden; Durchwachsungen oder gegenseitige Einschlüsse sind selten und wegen der oft unsicheren Bestimmbarkeit der beteiligten Feldspäte nicht eindeutig. Das schon erwähnte Verschwimmen mancher Plagioklaskonturen in die mikropegmatitische Grundmasse, das als Anzeichen einer späten Ausscheidung des Plagioklases anzusehen ist, verliert durch den Umstand an Wert, daß diese Plagioklase in orthoklasfreien Gesteinen sich finden. Im allgemeinen aber dürfte der Orthoklas jünger sein als der Plagioklas; darauf deutet wenigstens der Umstand hin, daß die feineren Aplitverästelungen, also die jüngsten magmatischen Bildungen, stets Orthoklasaplite und fast frei von Plagioklasen sind.

Von Interesse dürfte sein, daß manche dieser Orthoklasaplite und zwar ihre granitisch-körnige Modifikation mitten in den Feldspatkörneraggregaten kleine, faserige, gut begrenzte Orthoklase führen; das Gestein hatte in diesem Falle also eine porphyrische Ausbildung begonnen, dieselbe aber (infolge Verlustes an Wasserdampf als des bei der Kristallisation des Orthoklases besonders tätigen Mineralbildners?) nicht fortgesetzt, sondern sich körnig entwickelt.

An dunklen Gemengteilen weisen die Gesteine beider Gruppen auf: Augit, Hornblende, Titaneisenerz und Titanmagnetit.²⁾ Die Menge derselben ist im allgemeinen eine ganz geringe, zum Teil verschwindende. Nur das Titaneisenerz kann sich (vgl. S. 56) in gewissen grobkörnigen Plagioklasaplitn gelegentlich stark anhäufen. Als akzessorischer Gemengteil findet sich der in Apliten nicht seltene Schwefelkies im Aplit vom Götzenfels.

Die Hornblende findet sich sowohl als primärer Gesteinskomponent, als auch sekundär aus Augit entstanden. Dieser ist nur zu einem Teil ursprüngliche Ausscheidung, zu einem anderen Teil aber von dem aplitischen Magma aus dem Nebengestein mitgerissen; auch das Titaneisen kann nur zu einem Teil die Bezeichnung eines primären Gemengteils für sich in Anspruch nehmen; in häufigen Fällen läßt es über seine sekundäre Entstehung aus Augit und Hornblende keinen Zweifel.

An den beiden primären Silikatmineralien Augit und Hornblende fällt vor allem der Mangel einer Kristallform auf; nur im Gestein nördlich der Biegenmühle

¹⁾ Vgl. die Untersuchungen E. DATHES von faserigem Orthoklas des Granulits. (Beiträge zur Kenntnis des Granulits. Z. d. d. g. G. XXXIV. S. 18. ff.)

²⁾ Gelegentlich in ansehnlicheren Mengen auftretender Biotit ist sekundärer Entstehung. Vgl. S. 67.

bei Niederkirchen konnte ich einige mikroskopisch kleine Augitkristalle beobachten. Gewöhnlich finden sich beide Mineralien in Gestalt kleiner nach der kristallographischen c-Achse gerne gestreckter Fragmente, die nur in dem Gestein vom Buchenknopf eine mikroskopisch etwas ansehnlichere Größe erreichen, als Einschlüsse in den Feldspäten vor, sind demnach älter als die letzteren. Nur selten werden sie von der Grundmasse umhüllt, ohne auch in diesem Falle Kristallform zu zeigen.

Hinsichtlich des Vorkommens beider Mineralien kann man erkennen, daß die Hornblende im allgemeinen die orthoklasreicheren Gesteine bevorzugt, während der Augit sich mehr an die plagioklasreicheren Gesteinsausbildungen hält: man kann sonach auch hier die schon oben angegebene Zweiteilung der Aplite in eine dioritverwandte und eine (hornblende-)granitverwandte Gruppe wahrnehmen.

Der Augit ist unterm Mikroskop farblos mit einem Stich ins Grünliche und monoklin. Die gleichfalls monokline Hornblende zeigt im allgemeinen parallel c eine blaugrüne bis schwärzlichgrüne Färbung, während sie senkrecht dazu gelblich bis gelbgrün gefärbt erscheint. Selten kann man an ihr eine an Biotit erinnernde Absorption von bräunlich zu fast nelkenbraun beobachten.

Die primäre Hornblende hat zum Teil sich recht frisch erhalten, hingegen der Augit nur selten durch Frische ausgezeichnet ist. Die Umsetzung beider Mineralien führt zur Bildung von Chlorit, Biotit, Eisenoxyd, Titaneisen und Titanit. Für den Augit ist auch noch eine recht häufige Umbildung zu faseriger Hornblende ($c:c=20^\circ$) bemerkenswert, welche dieselben übrigen optischen Eigenschaften wie die primäre, nicht faserige Hornblende aufweist.

Der Chlorit ist selten lichtgrünlich, zumeist gelbgrün gefärbt, blättrig struiert und seines hohen Eisengehalts wegen durch leuchtende Interferenzfarben ausgezeichnet; er wuchert gerne über die Grenzen der von ihm ersetzten Mineralien hinaus und findet sich auch, wohl durch zirkulierende Lösungen verschleppt, in Lücken der Gesteine abgesetzt vor. Rändliche Umbildung von Chlorit oder auch von Augit oder Hornblende zu Biotitschmitzen ist zuweilen zu bemerken.

Dunkles Roteisenerz ist eine häufige und oft ansehnliche Ausscheidung bei der Chloritisierung von Augit und Hornblende; ebenso ist die Cloritisierung mit einer Bildung von Titaneisen und Titanit verbunden, welche beide aber auch ohne Vermittlung des Chlorits sich mit Hornblende, noch mehr aber mit in Hornblendeumbildung befindlichen Augit vergesellschaftet finden und das ehemalige Silikat ganz zu überwuchern vermögen.

Im Gestein vom Buchenknopf erreichen diese Titaneisen- und Titanitneubildungen hervorragende Schönheit. Das Titaneisen findet sich in mikroskopisch ansehnlichen schwarzen Körnern, zuweilen mit Andeutung einer Kristallform und oft durch klaffende Spaltrisse nach dem Rhomboeder ausgezeichnet, wobei die Spalten durch sekundären Titanit ausgefüllt sind; bei der nicht seltenen völligen Umbildung des Titaneisens zu Titanit setzen sich die Pseudomorphosen aus — nach dem Rhomboeder angeordneten — Titaniteistchen zusammen.

Der Bestand der dunklen Ausscheidungen wird durch primäres Titaneisen und durch Titanmagnetit ergänzt. Ersteres bevorzugt besonders die plagioklasreicheren Aplite, wo es zuweilen sich ansehnlich anhäufen kann und die bekannte Leisten- und Blättchenform bis zu mehreren Millimetern Größe unterm Mikroskop zeigt; der Titanmagnetit, kenntlich an seiner Ausbildung in Form von kleinen Oktaedern und rundlichen Körnchen, findet sich mehr in den orthoklasreichen Apliten.

Den spießigen Kriställchen oder hexagonalen Querschnitten des Apatits begegnet man allenthalben in den Feldspäten und in der Grundmasse.

Für das Aplitgestein vom Götzenfels (Eisenbahneinschnitt) ist auch ein nicht unbedeutender Gehalt an Pyrit, der sich als Ausfüllung von feinen Spältehen im Gestein findet, zu nennen.

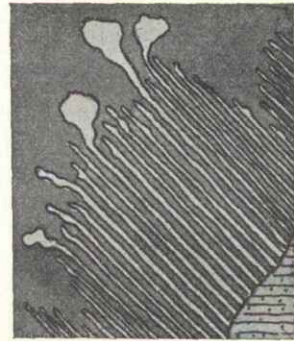
Die farbigen Gemengteile Hornblende und Augit treten nur in einer Generation auf; sie finden sich daher nicht mehr in der Grundmasse der porphyrisch entwickelten Aplit. Der Feldspat jedoch ist, wenn auch nicht individualisiert, auch ein Bestandteil der Grundmasse, indem er in gesetzmäßiger Verwachsung mit Quarz als Mikropegmatit den einen Hauptbestandteil derselben darstellt, während der zweite durch Quarz selbst gebildet wird.¹⁾

Die Menge der Grundmasse ist in keinem Falle eine bedeutende; Stellen in den Präparaten, an denen, wie in Fig. 16, sie sich über einen größeren Teil des Gesichtsfeldes erstreckt, sind ziemlich selten. Die schon früher erwähnte Neigung der Feldspateinsprenglinge zu Aggregatanordnung bewirkt, daß die Grundmasse vielfach auf kleinere eckige Partien zwischen den Feldspäten zurückgedrängt wird. In dem Maße als diese Neigung zunimmt, tritt der Mikropegmatit von der Zusammensetzung der Grundmasse zurück, im weiteren Verfolg erinnert nur mehr ein bescheidener Rest von Grundmassequarz, nach Art der sogenannten „Resteckenausfüllungen“ der Cuselite kleine Lücken zwischen den Feldspäten auszementierend, an eine porphyrische Struktur und schließlich kann auch der Quarz ganz verschwinden: die Gesteinsstruktur ist körnig geworden.

Wo in hypidiomorphen Feldspataggregaten, wie im Aplit vom Buchenknopf bei Niederkirchen, der Quarz in erheblicherer Menge sich als Zwischenfüllmasse vorfindet, neigt er zur Korrosion der Feldspäte (anscheinend nur der Plagioklase), in die er die seltsamsten Scharten und Buchten einragt und sich sogar im Innern der Feldspäte ausbreitet; hierdurch bildet sich nicht selten eine Pseudomikropegmatitstruktur heraus, die sich von der echten dadurch unterscheidet, daß der vom Quarz durchnagte Feldspat älterer Entstehung als der Quarz ist und daß dieser nicht gesetzmäßige Durchwachungsformen zeigt.

Der Grundmassequarz bildet buchtig ineinander verzahnte Komplexe mit zahlreichen nicht orientierten Flüssigkeitseinschlüssen; nicht selten ist er anomal optisch zweiachsig und teils scharf von dem Mikropegmatit der Grundmasse getrennt, teils durch Übergänge mit diesem verbunden. Seinem ganzen Auftreten nach ist er die letzte Ausscheidung der Grundmasse. Er schied sich erst aus als aller verfügbarer Feldspat zur Bildung des Mikropegmatits aufgebracht war.

Der Mikropegmatit der Grundmasse bietet das bekannte Bild: in einem Feldspatuntergrund (Orthoklas, Anorthoklas und Plagioklase [?]) sind zahlreiche parallele Quarzstengelchen eingelassen (vgl. Fig. 17), die im Querschnitt phantastisch-eckige oder schriftzeichenähnliche Umrisse aufweisen. Häufig sind sie senkrecht zu den Kanten der Feldspateinsprenglinge — gleich den Fransen eines Teppichs — (vgl. Fig. 16) angeordnet und heben sich scharf davon ab. In anderen Fällen, die bereits früher Erwähnung fanden, ist der Mikropegmatit durch Übergänge mit den Einsprenglingsfeldspäten verbunden, ein Anzeichen des Verfließens der Bildungszeit der Einsprenglinge mit der der Grundmasse.



Figur 17.
Mikropegmatitische Durchwachung
von Feldspat mit Quarz.
Aplit von Niederkirchen.
Dünnschliffbild: $\left(\frac{800}{1}\right)$.
Nicols gekrenzt.

¹⁾ Das Auftreten des Quarzes nur als Letztausscheidung und in der Grundmasse stellt unsere Apliten in Gegensatz zu der Mehrzahl der bekannten aplitischen Gesteine.

Die mineralische Zusammensetzung der Grundmasse bringt es mit sich, daß sie im allgemeinen in ziemlicher Frische, nur etwas mit Eisenoxyd bestäubt, dem Auge sich darbietet.

Anhang.

Die Intrusion der Aplite in den tholeytischen Gabbrodiabas von Niederkirchen, vom Götzenfels bei Eberburg und in den Cuselit vom Potschberggipfel unmittelbar nach der Bildung dieser Gesteine begünstigte in häufigen Fällen, wie des öfteren bisher erwähnt wurde, eine innige Verlötung derselben mit dem aplitischen Magma, die interessant genug ist, um ihrer noch mit einigen Worten zu gedenken. Bei aller Innigkeit der Durchmischung des Nebengesteins mit dem aplitischen Schmelzfluß lassen sich doch noch mit geringer Mühe beide Gesteinsarten makroskopisch und mikroskopisch auseinanderhalten. Im allgemeinen war die schlierige Verlötung der Aplite mit dem Nebengestein nicht mit einer völligen Verwischung der vermengten Gesteine verbunden. Das gilt besonders für die grobkörnigen gabbrodiabasischen Nebengesteine, deren dunkle Fragmente sich von dem roten Kitt der Aplite deutlich schon makroskopisch abheben; die Verwebung des Aplitmagmas mit dem feinkörnigen Cuselitnebangestein am Gipfel des Potschberges ist eine weitergehende, die ein Auseinanderhalten beider Gesteine auch unterm Mikroskop etwas erschwert. Eine mechanische Zertrümmerung des Nebengesteins durch den empordringenden aplitischen Schmelzfluß konnte nur an Proben vom Götzenfels beobachtet werden. Es zeigt sich vorzugsweise der Augit des Gabbrodiabases zerbrochen und zermalmt und durch die Einwirkung des Aplitmagmas in Biotit umgewandelt.

Proben derartiger Mischgesteinsbildungen aus dem Gabbrodiabassteinbruch südlich von Niederkirchen lassen folgendes erkennen: Zwischen den Feldspat-Augitkomplexen des Gabbrodiabases treten an vielen Stellen in den Präparaten mehr oder minder ansehnliche Partien des Aplitgesteins als Ausgußmasse, in normaler Weise, mit Ausnahme des Mangels an Augit und Hornblende, entwickelt, auf; wo der Raum zur Auskristallisation der Feldspäte des Aplits fehlte, breitete sich die Feldspatsubstanz als formloser Kitt in den Zwischenräumen der Gabbrodiabasfragmente aus; der Rest der noch nicht ausgefüllten Lücken wurde schließlich von der Grundmasse des Aplits, dem Mikropegmatit und Quarz auszementiert.

Unter diesen Erscheinungen erheischt besonderes Interesse der Umstand, daß der Feldspat des Aplitmagmas bei Mangel am nötigen Kristallisationsraum unkristallisiert selbständig Hohlräume zwischen den Gabbrodiabasmengenteilen auszugießen vermag. Er verwächst hierbei sehr innig mit den Feldspäten des Nebengesteins, von welchen er sich, abgesehen von der Eisenoxydbestäubung, durch den Mangel an Kristallandeutung und an Spaltbarkeit, sowie durch eine veränderte Auslöschung unterscheidet. Sein ganzes Aussehen deutet auf Orthoklas.

Bemerkenswert ist fernerhin, daß auch außerhalb der Verlötungszone die feldspätige Lösung auf ziemlich weite Strecken im Gabbrodiabasgestein imstande war, ihren flüssigen Zustand zu wahren. Es liegt mir eine Gesteinsprobe vor, die, mitten aus der Wand des Gabbrodiabases entnommen, 1—2 m von den nächsten Aplitgängen entfernt, durch eine Injektion mit Feldspat ausgezeichnet ist, die ihren Weg in dem an dieser Stelle mechanisch unverletzten Gestein, wie das mikroskopische Bild in schöner Weise zeigt, auf feinsten Rissen und Sprüngen nahm und von diesen aus rings in das Nebengestein weiter eindrang. Daß die feldspätige Lösung trotz einer mikroskopisch feinen Verästelung ihren flüssigen Zustand im Nebengestein so lange bewahren konnte, war durch die Wärme des eben erumpierten Nebengesteins bedingt, aber auch durch einen großen Reichtum der Feldspatlösung an Wasserdampf, als dem vorwiegenden Mineralbildner des Aplits.

An den Wasserdampfreichthum der Feldspatlösung knüpft sich weiterhin eine mikroskopisch deutlich wahrnehmbare Erscheinung. Bei der endlichen Verfestigung der Feldspatlösung wurde nämlich der Überschuß an Wasserdämpfen ausgestoßen, wodurch der Feldspat mit zahlreichen Lücken durchsetzt wurde. — Nur so läßt sich erklären, daß fast stets die genetisch ältere Feldspatsubstanz mit dem Quarz aus der Aplitgrundmasse so vergesellschaftet ist, daß letzterer sich in scharfeckigen Gebilden in jenen eingelassen findet. Der Quarz drang auf dem von der Feldspatlösung gewählten Weg ins Nebengestein nach, um auf dem ganzen Weg den kavernen — bereits verfestigten — Feldspat auszuzementieren.

Der zwischen den Gabbrodiabasgemengteilen eingedrungene Mikropegmatit der Aplitgrundmasse berührt niemals die fremden Feldspäte, sondern ist stets durch eine schmale Schicht neugebildeten orthoklastischen Feldspats, der jene wie eine Kruste umgibt, davon getrennt.

Im Gegensatz zu der Vermischung der Aplitite mit dem Niederkirchner tholeyitischen Gabbrodiabas, die sich auf eine mechanische Durchtränkung desselben ohne besondere chemische Beeinflussung beschränkte, war das Zusammentreffen des orthoklasreichen Aplits mit dem Götzenfelder Gabbrodiabas und Tholeyit mit einer Einschmelzung von Augit und einer Neubildung von Biotit aus diesem verbunden. Dieser findet sich vor allem im Aplit selbst in Form zahlreicher, oft gut begrenzter brauner Blättchen (Absorption: gelbbraun zu braunrot; deutlich zweiachsig) eingeschlossen in den Feldspäten und umhüllt von der Grundmasse. Er verdankt seine Anwesenheit im Aplitgestein der Auflösung kleinster Augitteilchen aus dem Nebengestein und der Wiederausscheidung des Magnesiumeisensilikates, unter Wasseraufnahme aus dem Aplitmagma, als Biotit.

Die größeren, gewöhnlich stark zertrümmerten Augite des Nebengesteins, die der Aplitschmelzfluß nicht imstande war als Ganzes zu resorbieren, erfuhren eine teilweise Umbildung zu Biotit durch das in die Risse und Lücken der deformierten Augite eindringende azide Magma. Der Biotit findet sich daher in Schwärmen in den Augitkörnern oder in längeren durch diese ziehenden und sich mitunter über sie hinaus erstreckenden Fläsern. Die in Schwärmen angeordneten Biotitfläserchen sind häufig optisch gleichsinnig orientiert, ein Zeichen, daß sie einem einzigen, das Augitkorn durchdringenden Biotitindividuum angehören.

Die Kraft des Magmas zur Bildung des Biotits infolge der Augitresorption mußte sich in ganz kurzer Zeit erschöpfen haben, da sich neben dem Biotit der normal älteste Gemengteil des Aplits, der Feldspat (Orthoklas) als Ausfüllung der Risse und Lücken in den Augitkörnern des Nebengesteins findet.

Die Intrusion der Aplitite in die erwähnten Gesteinskomplexe ist sicher eine weit intensivere gewesen, als sie nach den wenigen Funden von aplitischen Gesteinen sich nach außen hin kundgibt. Dafür sprechen wenigstens eine Anzahl von Gesteinsproben aus der engeren und weiteren Umgebung des Niederkirchner Massivs, die man als mit Quarz durchtränkte Tholeyitgesteine bezeichnen muß, wobei der Quarzgehalt wegen der zeitlich eng aufeinanderfolgenden Bildung der Tholeyite und Aplitite oft durchaus den Eindruck eines primären Gemengteils, ganz nach Art der Resteckenausfüllung der Cuselite, macht. Ohne vorherige Kenntnis der merkwürdigen Beeinflussung der basischen Gesteinskomplexe durch die sauren Aplitite könnte man fast verleitet werden, bei den quarzführenden Tholeyiten von einer Hinneigung zum Cuselithabitus zu sprechen. Inwieweit nun in der Tat die aplitischen Intrusionen bei etwa noch nicht verfestigten tholeyitischen Gesteinen die Herausbildung eines neuen Gesteinstypus von cuselithischem Habitus veranlassen konnten, entzieht sich bisher der Kenntnis. Jedenfalls sei der Gedanke

erwähnt in Hinsicht auf die mit den gabbrodiabasischen und tholeyitischen Gesteinen von Niederkirchen genetisch verbundenen Cuselitvorkommnisse (vgl. S. 44).

Zum Schluß möge noch bemerkt sein, daß der bei Gelegenheit der Schilderung des Gabbrodiabases von Niederkirchen mit erwähnte sekundäre Epidot in diesem Gestein sich auch auf Klüften und Sprüngen der darin aufsetzenden Aplite findet. Der thermale Prozeß, dem der Epidot (und wohl auch die mit ihm sich findenden Zeolithe) seine Bildung verdankt, stellt somit die letzte Phase in der mit so interessanten petrographischen Erscheinungen verbundenen Eruption des Gabbrodiabases und Tholeyits von Niederkirchen dar.

Es gelangten zur Untersuchung:

I. Plagioklasreiche, grobkörnige Aplite. Fundorte: vom Buchenknopf bei Niederkirchen — nördlich der Biegenmühle bei Niederkirchen — Heimkirchen. (In tholeyitischem Gabbrodiabas und tholeyitischem, ophitischen Diabas aufsetzend.)

II. Orthoklasreiche Aplite mit Hinneigung zum Granophyrhabitus. Fundorte: Beckenbacher Berg bei Niederkirchen — Niederkirchen — Steinbruch südlich von diesem Ort (drei Proben) — Sattelberg nördlich von Niederkirchen — Judenfriedhof östlich von diesem Ort — vom Götzenfels bei Ebernburg (vier Proben). (Sämtliche in tholeyitischen Gabbrodiabasen und tholeyitischen, ophitischen Diabasen auftretend.) — Gipfel des Potschbergs (Gangbildung im Cuselit).

Schluß.

Faßt man die Ausbeute der vorstehenden Untersuchungen zusammen, so läßt sich darüber folgendes sagen: Der Hauptteil derselben mußte sich — bei einem so reich durchforschten Gegenstand — darauf beschränken, das Vorkommen der für den preußischen Anteil des Saar-Nahe-Gebietes durch zahlreiche Untersuchungen bereits festgelegten Eruptivgesteinstypen auch für ein größeres Gebiet auf bayrischem Boden zu erweisen und das Gesamtbild dieser Gesteine durch neuaufgefundene mikroskopische Eigentümlichkeiten zu vervollständigen. — Eine nicht uninteressante Bereicherung unseres Wissens über die Mannigfaltigkeit in der Erscheinungsform der rheinpfälzischen Eruptivgesteine stellt meines Erachtens die Konstatierung von aplitischen Gängen an einigen Punkten des Untersuchungsgebietes dar, Gesteine, die zwar schon von GÜMBEL beobachtet, aber in ihrem Wesen von ihm verkannt worden sind.

Im übrigen leitete mich bei meinen Untersuchungen der Ausspruch K. A. LOSSENS daß das „nächste Ziel der Petrographie“ sei, den „geologischen Wert der einzelnen, Strukturformen der Massengesteine zu bestimmen“ (loc. cit. S. 320). Freilich können die vorstehenden Untersuchungen kein abschließendes Urteil über die geologische Bewertung der Struktureigentümlichkeiten der untersuchten Gesteine geben. Schon die Beschränkung der Untersuchungen auf nur einen Teil des geologisch und petrographisch so wechselvollen rheinpfälzischen Eruptionsgebietes hindert hieran nicht unwesentlich. Und auch auf einem kleineren Gebiete macht sich die Ungunst der natürlichen Verhältnisse für die Beobachtung vielfach empfindlich

geltend. Ich bin mir deshalb wohl bewußt, daß die vorliegende Abhandlung, trotzdem sie sich auf eingehende geologische Beobachtungsergebnisse von anderer Seite stützen durfte und das Material an Dünnschliffpräparaten recht umfangreich war, keine lückenlose Darstellung der strukturellen Beziehungen der untersuchten Eruptivgesteine und des Funktionswertes ihrer mineralischen Zusammensetzung und ihrer Struktur in der geologischen Erscheinungsform zu geben vermag. Künftige Untersuchungen, besonders an den eruptiven Gebilden des Nordost-Teils des rheinpfälzischen Eruptivgebietes, werden wohl imstande sein, manche dieser Lücken auszufüllen. Vorliegende Arbeit aber darf nur den Anspruch auf die Bezeichnung erheben von „Beiträgen zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz.“

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
Einleitung	1—4
Allgemeine Petrographie	4—7
Abkömmlinge eines Gabbromagmas	7—34
I. Diabas mit gabbroähnlicher Struktur (Gabbrodiabas)	8—12
II. Diabasporphyrit	12—14
III. Diabase mit subkristallinischer bis glasähnlicher Zwischenklemmungsmasse (Tholeytische Diabase, Tholeyite)	14—26
IV. Basaltische (glasreiche) Melaphyre	26—32
Anhang	32—34
Abkömmlinge eines dioritischen Magmas	34—68
V. Andesitische Porphyrite (Weiselbergite)	36—42
VI. Kersantitähnliche Augitporphyrite (Cuselite)	43—50
Anhang: Der Cuselitgang im Niederkirchner Gabbrodiabas	50—54
VII. Augitsyenitporphyr	54—55
VIII. Aplitische Gangbildungen	56—66
Anhang	66—68
Schluß	68—69



Die Niederkirchner und Becherbacher Intrusivmassen.

Zur Kenntnis der Gestaltung und Entstehung der intrusiven Gesteinskörper
des Pfälzer Sattels.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit 1 Übersichtskarte, 1 Profiltafel und 1 Beilage zu S. 81 bezw. 89.)

1. Übersicht.

Die Niederkirchner Intrusivmasse, — deren morphologische Besprechung nicht nur in Hinsicht auf die von MATTH. SCHUSTER¹⁾ ausgeführten petrographischen Untersuchungen nötig ist, sondern auch ein vielseitiges allgemeines Interesse beanspruchen kann —, liegt in der Nähe des Südrandes des Pfälzer Sattels und zwar in einer ihn schief durchquerenden Zone, welche die zahlreichsten Durchbrüche eruptiver Gesteine in sich faßt. Diese Zone verläuft (vgl. Beilage zu S. 81) von dem Nohfelder Porphyrmassiv (Ne., Bw.) über die Wolfsteiner Porphyrvorkommen (K., H.) nach jenem des Donnersbergs (Do.) zu. Unverkennbar ist in der Nähe dieser Porphyrvorkommen eine Häufung im Ausstreichen eruptiver Gesteine. Diese Ost-West-Verbreitung ist jedoch eine rein zufällige und nur den „eröffnenden“ Vorgängen in der Verbindungszone zwischen jenen Porphyrvorkommen zuzuschreiben. Eine eben solche Häufung eruptiver Gesteine zeigt sich um das Kreuznacher Massiv herum, eine weitere sowohl zwischen der Nohfelder Masse und dem Porphyrauftreten bei Düppenweiler-Bettingen, als auch zwischen ihr und jenem bei Hußweiler-Niederbrombach (R.), welches dann zugleich nach NO. zu auf eine weite Strecke hin im Nordflügel der Nahetalmulde das Fehlen jeglicher Intrusion bezeichnet. Diese Porphyrzentren sind offenbar tektonisch bedingt; das Kreuznacher Massiv und das Donnersberger Massiv bilden nordsüdlich von einander gelegene Eckpfeiler nach einer starken Verengung des Pfälzer Sattels hin. Die Wolf-

¹⁾ Vgl. hierzu Dr. MATTH. SCHUSTERS Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz in diesem Jahrgang S. 1—69, zu dessen Ausführungen auch die unten beigegebene, von ihm gezeichnete und seine petrographischen Ausscheidungen enthaltende Übersichtskarte des Niederkirchen-Becherbacher Intrusivgebietes gleichwertig hinzugehört.

steiner Vorkommen am Königsberg und Hermannsberg liegen in der Osthälfte emporgewölbter Kuppen von karbonischen Schichtgesteinen, zugleich im Kerne einer solchen Verengung des Sattels; deren Westkuppe, der Potzberg, entbehrt jedoch der zentralen Porphyrint intrusionen, welche sich von Südwest nach Nordost an Masse steigern. Die Nohfelder Masse liegt in der Grenze zweier mindestens schon für das unterste Oberrotliegende maßgebender Teilmulden (vgl. Geogn. Jahresh. 1904 „Potzberg“ S. 124—125); die Düppenweiler-Bettinger Porphyrvorkommen sind ausgezeichnet durch ihre Lagerung in der Nähe der Südgrenze der Transgression der Cuseler Schichten über Devonschichten und bilden den nordwestlichen Eckpfeiler des Pfälzer Sattels; sie scheinen eine ähnliche Verengung des Karbonsattels anzudeuten, wie sie an dem unter das Tertiär untertauchenden Ostrand des ganzen Sattels und wie sie unter Bildung von Teilkuppen im Potzberg-Königsberg-Gebiet bekannt ist.

Die zwischen dem Donnersberger und dem Nohfelder Massiv liegenden Durchbrüche und Ergüsse eruptiver Gesteine sind nun nicht auch in ihrer Längsrichtung ostwestlich angeordnet, sondern halten sich im großen und ganzen an die diese Richtung unter 45° durchkreuzende Streichrichtung des gesamten Pfälzer Sattels. Dies gilt auch für die Niederkirchner Intrusivmassen zwischen dem Lautertal und dem Alsenztal (vgl. Kartentafel). Sie besitzen aber ebenso, wie dem ganzen Pfälzer Sattel im Donnersberg- und im Kreuznach-Ebernburger Massiv nordsüdliche Eckpfeiler eigen sind, in dem engeren Schichtensystem, in dem sie zum Durchbruch kamen, auch einen nördlichen Eckpfeiler im Roßberg bei Becherbach (an der nördlichen Grenze der Übersichtskarte gelegen). Beide Massive und ihre Ausläufer könnten zu dem als Zentrum zu denkenden Porphyrvorkommen vom Königsberg mit seinem Schichtenmantel ziemlich gleichartig liegen, wenn nicht den südwestlichen Ausläufer des Niederkirchner Massivs tektonische Ursachen (starke Senkungen) dem Königsberg genähert hätten, was nicht in gleicher Art und gleichem Maße von dem nördlichen Gegenüber, dem Roßberg, gilt. Hier waren vielmehr Ursachen vorhanden, welche dieses Massiv vom Königsberg etwas entfernten, wie das auch aus dem in der Karte eingezeichneten Unterschied in dem Verlauf der oberen Grenze der Unteren Cuseler Schichten bei Tiefenbach ohne weiteres deutlich ist. Es soll hiermit nicht gesagt sein, daß das Roßbergmassiv in genau dem gleichen geologischen Niveau ursprünglich eingeschaltet erscheint, sondern nur, daß die bestehenden, verhältnismäßig geringen Unterschiede durch die tektonischen Vorgänge verstärkt sind.

Wenn man das Bild eines nördlichen Gegenstücks zur Niederkirchner Masse ganz vervollständigen will, so muß man zum Roßberg und seinen nordwestlichen Ausläufern noch das große Lager von Lauterecken hinzurechnen, dessen südlichster Teil an der Albenhöhle die Übersichtskarte wiedergibt. Es bestand zwischen hier und dem Roßberg aber jedenfalls eine Unterbrechung, welche durch die tektonischen Vorgänge (Senkungen geneigter Schichtensysteme) stark vermehrt wurde. Jedenfalls darf dieses Lager nicht vergessen werden, wenn es sich darum handelt, die äußere Gleichseitigkeit der Bildung am nördlichen und südlichen Rande des Sattels zu schildern.

Zwischen beiden entgegenstehenden Intrusivmassen, die dem Sattelflügel angehören, liegt eine dritte, mehr in der queren Sattelumbiegung ausgebreitete, welche etwas enger mit dem Roßberggebiet als mit der Niederkirchner Masse verbunden ist: „Die Bittenbacher Berg-Masse bei Nußbach.“ — Unsere Erörterungen befassen sich auch noch mit den weiter nordwestlich in dieser Sattelmittle gelegenen Intrusionen vom Schacherhof zwischen Bisterschied und Rockenhausen.

2. Allgemeine Gestaltung der Intrusivmassen von Niederkirchen und Becherbach.

Wir kommen nun zur Einzelschilderung der beiden Intrusivgebiete: Den erwähnten drei Massiven ist eine Mittelzone stärkster Massenentfaltung, eine Kernanschwellung eigen, von der aus sie sich im Streichen nach den Seiten verschwächen. Eine Begleiterscheinung der Verschwächung ist die Zersplitterung in einzelne, ungefähr parallel verlaufende Züge. Bemerkenswert ist, daß diese Zersplitterung vorzüglich auf der Innenseite der Hauptmasse liegt, also nach der Sattelachse zu gerichtet ist. Auf der Außenseite der Hauptmasse findet etwas ähnliches nicht statt, obwohl der eine oder der andere mit der Außengrenze gleichlaufende Zug an mehreren Stellen deutlich ist. Die Außenseite der Hauptmasse zeigt sowohl bei Niederkirchen als auch am Roßberg statt einer Zersplitterung ein häufig sehr steiles Aufsteigen der Grenzflächen, während die Innenseite, insbesondere die zahlreicheren Parallelzüge durchgängig flach gelagert sind. Die Einschaltung ist hier oft nahezu gleichlaufend mit den Schichtgesteinen, während sie an der Außenseite diese meist unter viel stärkerem Winkel durchbricht, örtlich nahezu vertikal gestellt ist. Dieses vertikale Aufsteigen ist freilich häufig unterbrochen durch ein Einbiegen der Außengrenzen unter geringerem Winkel gegen das Schichteinfallen; so sind auch am Niederkirchner Massiv Stellen bloßgelegt, wo die Hangendfläche der Kernanschwellung des Eruptivgesteins fast konkordant mit den Sedimenten aufsteigt, wenn auch etwas steiler einfällt, als dies bei den Apophysen auf der Innenseite der Masse zu beobachten ist. Das Minimum des Einfallens ist hier 25° , während das mit 15° für die liegenden Apophysen gilt. Dieses Einbiegen mehr nach den Schichtflächen auch an der Außenseite ermöglicht auch das Aufsteigen steilerer Apophysen von erneuten, in der Tiefe liegenden Abbiegungsstellen nach der Vertikalen, welche Apophysen dann in einiger Entfernung „außerhalb der Hauptmasse“ als „Begleitapophysen“ auftreten; ihrer Entstehung nach sind es „Knieapophysen“ (vgl. S. 86).

Der Bau dieser Massen ist also im großen ganzen derselbe, wie er bei Gelegenheit der Auseinandersetzung der Tektonik des Potzberggebietes im Anschluß an den Aufbau zweier preußischer Intrusivmassen, die im Blatt Zweibrücken und Kusel der geognostischen Karte Bayerns noch zur Wiedergabe gelangten, in Taf. I, Fig. 1 und 2 (vgl. Tafelerklärung)¹⁾ S. 229 dargelegt wurde. Hier wurde an den Intrusivmassen von Marpingen und Grügelborn eine an der Außenseite ihrer Gesteinskörper gelegene Steilfläche (die Gangseite) und eine an der entgegengesetzten Seite gelegene Lagergrenze mit flach gelagerten Apophysen (die Apophysenseite) unterschieden; es wurde darauf schon hingewiesen, daß außer dem Lager von Petersheim-Hüffler auch noch andere Pfälzer Vorkommnisse denselben Bauplan vertragen. Zugleich zeigte sich auch hier, daß an der „Außenseite“ vereinzelte gangartige, streichende Parallelzüge auftreten, welche nur als Abzweigungen der treppenförmig, knieartig, bald flacher, bald senkrechter aufsteigenden Intrusivmassen zu deuten sind, deren Abzweigung sogar an einzelnen Stellen beobachtet werden kann. Es ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß auch an der Apophysenseite gangartiges Empordringen möglich ist; so deutlich wie bei den Vorkommen bei Niederkirchen, am Roßberg und Bittenbacher Berg ist aber auf der Innenseite der Massen nirgends die Abspaltung lagerhafter Apophysen, welche einesteils im Liegenden

¹⁾ Es ist darauf aufmerksam zu machen, daß in der Tafelerklärung zu l. c. Taf. I, Fig. 1 und 2 die Höhenzahlen irrtümlicherweise in Metern statt im preußischen Dezimalfuß angegeben wurden.

der lagerhaften Endigungen der Massen selbst angeordnet sind, andernteils ihrem Einfallen nach in verhältnismäßig geringer Tiefe auf die steiler aufsteigenden Hauptmassen aufstoßen müssen, d. h. als deren Abzweigungen zu gelten haben.

Die Masse von Niederkirchen zählt entsprechend der östlichen Hälfte des Kerns vier Lagerapophysen und entsprechend der westlichen Hälfte der Kernmasse nur eine (vgl. unten S. 83) solche Apophyse. Diese inneren östlichen Lagergang-Apophysen reduzieren sich aber sehr rasch an Zahl und Stärke, was nach dem Ostende zu bei Seelen deutlich ist. An dem abgerissenen Stück des Lagers, am Sterzelberg, ist nur eine Lagerapophyse vorhanden; man könnte dies vielleicht darauf zurückführen, daß dieser Teil des Massivs ein stark abgesunkenes Trum darstellt, also einer höheren Intrusionsregion entspricht, wohin schwächere Apophysen nicht mehr vordringen. Das baldige Auskeilen dieser Apophyse bei bleibender Längenerstreckung der Hauptmasse bis südwestlich von Kaulbach könnte jedenfalls als eine Folge dieser Absenkung betrachtet werden. Es hat indessen den Anschein, als ob diese Apophyse nicht der ersterwähnten entspräche, sondern eine neue, aus dem Körper des Sterzelbergs sich entwickelnde höhere Apophyse von kurzzügiger Verbreitung wäre.

Viel konstanter als diese nach der Innenseite des Sattels gelegenen Lagerapophysen erscheinen die vereinzelt Gangseite- oder Begleitapophysen auf der Außenseite des Massivs. Die Gangseiten-Apophyse des Niederkirchner Lagers geht einerseits bis Kaulbach, andererseits macht sie die Umbiegung des verschmälert fortgesetzten Hauptzuges bis Seelen und Reichstal mit; sie setzt sich hier in den vom Kreuzhof nach Gehrweiler und Imsweiler reichenden Intrusionszug fort, in welchem liegende Apophysen gar nicht mehr auftreten. Zwischen Kreuzhof und Gehrweiler zeigt sich der Beginn einer neuen äußeren Begleitapophyse. Es ist noch zu bemerken, daß diese Gangapophyse der Niederkirchner Masse zwischen Seelen und Reichstal sich weiter von der Hauptmasse entfernt, wie unmittelbar bei Niederkirchen; auch hier liegt ein abgesunkenes Stück vor, wonach eine Region größerer Divergenz der beiden Zugteile neben eine Region geringerer Divergenz gesetzt ist. Das gleiche zeigt sich am Sterzelberg womöglich noch auffälliger, und es ergibt sich hierbei zugleich, daß das Hauptlager an Mächtigkeit bedeutend abgenommen hat und zwar von außen her nach der Liegendgrenze zu,¹⁾ so daß hierdurch die Entfernung ganz bedeutend vergrößert erscheint. Zugleich ist daran zu erinnern, daß mit dieser Mächtigkeitsveränderung westlich der Verwerfung am Sterzelberg an entsprechender Stelle eine solche in der höheren Begleitapophyse nicht gleichzeitig zu bemerken ist, vielmehr am Hohknopf eher eine Anschwellung gegenüber der äußeren Apophyse östlich der Störung verzeichnet werden muß, wenn sie auch nur eine sehr vorübergehende Erscheinung ist. Dies läßt uns im Zusammenhang mit dem Auftreten der inneren Apophyse nicht nur vermuten, daß die Störung allein an der plötzlich starken Verminderung des Hauptlagers schuld ist, sondern vielleicht korrelative Anschwellungen im hangenden Lager auf Kosten des liegenden Hauptlagers, sowie auch, daß die große Störung gerade in der Richtung I zum

¹⁾ Etwas Ähnliches läßt sich auch an dem Lager von Grügelborn erkennen (vgl. Blatt Freisen von ROLLE, GREBE und LEPLA), wo das im SW. abgesunkene Stück vom Rothenberg bei Roschberg nicht nur bedeutend an Mächtigkeit verloren hat, sondern zugleich auch an seiner äußeren, der hangenden Grenze steil lagerartig ist, während die Hauptmasse hier völlig gangartige Begrenzung zeigt (vgl. auch das am Nordostende des Imsweiler Zugs abgesenkte Stück von Hubberg-Geisberg S. 80).

Streichen der Masse da durchgesetzt hat, wo sowohl durch eine gewisse Änderung der Intrusionsstärke, als auch durch die tektonischen Vorbedingungen dieser (quere Muldenbildung, vgl. unten S. 84, 85, 93) ihr Verlauf planmäßig vorgezeichnet war.

Am Roßberg sind ebenfalls die liegenden Apophysen über Nußbach und Reipoltskirchen ziemlich zahlreich. Die Hauptmasse ist hier auch über die Hälfte kleiner und weniger lang. Man könnte also hier, obwohl hier Gangseite und Lagerseite sehr deutlich sind, sagen, daß man es hier mit einer höher gelegenen Intrusionsregion zu tun habe. Insbesondere ist hervorzuheben, daß die schönen Aufschlüsse in diesem Lager an der Wolfsmühle fast dem seitlichen Ende des Hauptlagers entsprechen. Die relativ höhere Orientierung der Durchbruchregion ist auch aus der Tektonik ersichtlich.

Mit den tieferen Apophysen des Roßbergs im Zusammenhang steht auch das etwas mächtigere Lager am Bittenbacher Berg im SO. von Nußbach; es ist interessant und bemerkenswert durch die seitliche Zerspleißung in kleinere Lagerapophysen.

In größerer Annäherung an das Nordostende des Roßberges sind mehrere Nordwest-Südost streichende Gänge zu erwähnen, welche wohl nicht als Gangapophysen in großer Tiefe mit dem Roßberglager in Verbindung stehen (Gangloff-Reifelbacher Gänge). Sie entfernen sich auch rasch von dem Roßberg, machen in geradlinigem Verlauf über Tal und Höhen die Ausstreichbiegungen der Schichten nicht mit, sind also schon hierdurch als Vertikalgänge gekennzeichnet; trotzdem sind sie zunächst streichend. Bei Odenbach und Reifelbach aber, wo die Schichten aus einem mehr quer zur Sattelachse gerichteten Ausstreichen in ein mehr parallel mit ihr verlaufendes übergehen — eine Umbiegungsstelle, deren Schärfe durch einige Störungen verstärkt ist — schießt der eine Gang noch über das Umbiegungseck hinaus und tritt in den fast senkrecht hierzu streichenden höheren Komplex. Dieser Gang überschneidet also die Eckumbiegung (vgl. S. 86), welche daher auch älter sein muß als die Aufsprennung, zum mindesten älter als die Gangerfüllung. Von Odenbach her kommt nun ein zweiter in der Flankenrichtung streichender Gang und überschneidet ebenso geradlinig die Eckumbiegung, senkrecht zum ersten Gang in die Alsenzschichten übertretend; hier ist ein in früherer Zeit besser aufgeschlossenes Gangkreuz deutlich.¹⁾ Ein sehr ähnlich verlaufender, schärfstens gangartig ausgebildeter, vertikal stehender Zug geht senkrecht zu jenen bei Gangloff von dem eigentlichen Ende des Niederkirchner Massivs nach Nordosten zu. Er beginnt in der Nähe der Stelle, wo eine schwache Verbindung der Apophysen des Bittenbacher Berges und der Seitenendigungen der Hauptmasse von Niederkirchen über Seelen bei Ratskirchen angedeutet ist (Bösodenbacher Zug); zwischen Dörrenmoschel und Dörrenbach tauchen Reste eines zweiten, gleichartigen Parallelzuges auf.

Während die beiden letztgenannten Massen und die ihre Verbindung andeutenden Seitenapophysen etwas unterhalb (Bittenbacher Berg) und etwas oberhalb (Niederkirchner Masse) der Grenze zwischen Odenbacher und Alsenzer Schichten verlaufen, zweigt sich bei Seelen über Reichstal, Kreuzhof nach Gehrweiler der schon erwähnte Zug nach Imsweiler ab, der aber, beim Kreuzhof durch schwache Verwerfungen etwas gestört, nun rasch aus der oberen Alsenzer Stufe in die Hooper Region der Cuseler Schichten emporsteigt und hier eine ziemlich gleichmäßige, Lagergang-artige Erstreckung besitzt. Während ein äußerer Begleitlagergang zuerst

¹⁾ Der Umstand, daß diese Gänge von Verwerfungen durchschnitten wurden, ohne wesentliche seitliche Verschiebungen erlitten zu haben, spricht ebenso für die Vertikalität der Gänge als für eine gleichsinnige Bewegungsrichtung des Verwerfungsvorgangs.

auf eine kurze Strecke noch fehlt, tritt ein solcher von Gehrweiler an bis Imsweiler wieder konstant im Hangenden des Hauptlagers auf; beide Lager haben hier ein stärkeres Einfallen. Nordöstlich von Imsweiler wird das Lager von einer Verwerfung durchsetzt, die im Sinne einer Absenkung eine viel höhere Region der Intrusivmasse neben eine tiefere setzt. Jene hat dementsprechend auch eine flachere Lagerung, was sich auch in den erhaltenen Resten der hangenden Schichten erkennen läßt. Hier liegen also steilerer Gangverlauf einer größeren Tiefe und flacherer Lagergangverlauf der höheren Intrusionsregion nebeneinander. Das ganze Lager verliert sich von dieser Stelle rasch nach NO. zu und keilt im SO. von Rockenhausen ganz aus.

Obwohl nun die Vereinigungsregion der drei Intrusivmassen zwischen Reichsthal, Ratskirchen und Seelen, wie schon bemerkt, durch einige Störungen beunruhigt ist, so kann es doch gar keinem Zweifel unterliegen, daß diese drei Massen in körperlicher Verbindung stehen, daß das der Mitte des Sattels entsprechende Verbreitungsgebiet vom Bittenbacher Berg her im Ausstreichen der Schichten in etwas höhere stratigraphische Lage durchbricht und sich mit dem Niederkirchner Lager verbindet. Andererseits ist es — nach dem Lagerungsverhältnis zu den Sedimenten — völlig gewiß, daß das höhere Begleitlager von Niederkirchen (Eulenberghörnchen) dem tieferen Lager von Gehrweiler-Imsweiler entspricht und daß das Begleitlager des letzteren eine neue Bildung ist. — Dies wird noch durch Nachfolgendes klarer.

In eigentümlicher Gegenüberstellung sowohl zu dem nordwestlich abgebogenen Teil des letzterwähnten Imsweiler Lagerzuges zwischen Gehrweiler und Kreuzhof, als auch zu dem Niederkirchner Lager selbst steht nun die Intrusion zwischen Heimkirchen und Schallodenbach, in deren Zentrum der Hohlbornerhof liegt und dessen höchste Erhöhung der Elkenknopf¹⁾ heißt. Obwohl auch dieses Intrusionsgebiet durch Verwerfungen etwas gestört ist, erscheint doch sein Bau ziemlich verständlich. Es besteht aus vier Teilen: einem nordöstlichen, nordwestlichen, südöstlichen und südwestlichen Lagerzug. Erstere beiden Abschnitte bezeichnen die eben erwähnte Gegenstellung und zeigen sogar hierbei auch das entgegengesetzte Einfallen. Der südwestliche Abschnitt bei Schallodenbach hat ein Einfallen nach SW.; im südöstlichen Abschnitt ist gleiches Einfallen neben südöstlichem Einfallen zu beobachten. Hier sind starke Störungen der Lagerung eingetreten, welche besonders zunächst der südlichen Ecke der Kuppe den Zusammenhang stark zerstückelten, daher diese Stelle am wenigsten normales Verhalten bewahrt hat. Da nun auch die dazu gehörigen Schichten gleichsinniges Einfallen besitzen, so erweist die Anordnung dieser vier Seiten bezüglich der Schichten und der Intrusionen eine regelrecht kuppenförmige Lagerung, jedoch mit mehr streichenden Seiten und daher schärfer ausgesprochenen Eckumbiegungen.²⁾ Der der Frontallinie des Niederkirchner Massivs entsprechende Seitenabschnitt der Kuppenintrusion mit nordwestlichem Einfallen (Elkenknopfbzug) besitzt auch eine höhere Begleitapophyse, ebenso der entgegengesetzte, nach SO. einfallende Buchbrunnzug, während der südwestlich und nordöstlich einfallende Abschnitt ebenso wie der letzterem opponierte Abschnitt des Kreuzhof-Imsweiler Zugs einer solchen entbehren. Die Kontinuität der ganzen

¹⁾ In Geogn. Jahresh. XVII S. 121—123, „Potzberg“ S. 126 u. 127 wurde diese Bergkuppe nach der auch gebräuchlichen Vulgärbezeichnung als Elkersberg angeführt; wir werden aber, da der Name Elkenknopf für die Bezeichnung des Intrusivzugs selbst notwendig ist, die diesen enthaltende Schichtenkuppe die „Hohlbornerhof-Kuppe“ nennen.

²⁾ An vereinzelt Stellen sind solche auch an den Sedimentkuppen oder -mänteln des Potzbergs, Hermannsbergs und Königsbergs deutlich (vgl. l. c. Potzb. S. 152—154).

Intrusion der Hohlbornerhof-Kuppe ist an der nordwestlichen und südwestlichen Ecke unterbrochen, dagegen wohl erhalten in der südöstlichen und nordöstlichen, obwohl an letzterer Stelle eine schwache Querverwerfung bemerkbar ist. Interessant ist, daß von der nordöstlichen und südöstlichen Seite her der mächtige Lagergang, der am Außenrand (Steinbachseite) mit etwa 30° einfällt, an der Eisenstollen-Kuppe stark lagerhaft umbiegt und hier mit den Sedimenten nur ein Einfallen von $2-5^{\circ}$ nach NO. zeigt; ganz horizontale Lage der Schichten folgt erst im Innern der Kuppe nach dem Hohlborner Hof zu. Während nun diese ganze Masse (an der Steinbachseite), die im Streichen parallel dem mehrerwähnten Messersbacherhof-Abschnitt des Imseweiler Zuges verläuft, in Gegenstellung zu diesem auch stärkere Intrusionsmächtigkeit besitzt, auch in derselben Region der Hooper Schichtenstufe eingeschaltet ist, so kann die Gegenüberstellung des Elkenknopf-Zugs der Kuppe zu der Niederkirchner Masse stratigraphisch als nicht vollständig gleichartig betrachtet werden, da letztere in ihrem Begleitlager nur wenig über die Alsenz-Hooper Schichtengrenze hinausreicht, erstere aber im Hauptlager schon weit über der Alsenz-Hooper Grenze liegt. Es zeigt sich also in dieser Intrusion die homologe Erscheinung, wie wir sie zwischen Seelen und Kreuzhof-Messersbacherhof oben betont haben, d. h. ein Emporrücken der tieferen mächtigeren Intrusion nach außen zu in das höhere Niveau; dort ist die Kontinuität äußerlich unmittelbar gegeben, während sie N. der Hohlbornerhof-Kuppe dem synklinalen Einfallen gemäß in der Tiefe liegen muß (Prof. I u. II).

3. Über die Verbindungen der Intrusivmassen in der Tiefe.

Es ist nun die Frage, wie man sich den Zusammenhang, der im vorangehenden angedeutet wurde, im einzelnen vorstellen muß. Da zwischen der Schichtenkuppe am Hohlbornerhof und der Niederkirchner Masse eine Schichtensynklinale (mit $30-45^{\circ}$ Einfallen der Muldenflügel) zu beobachten ist, so liegt die Annahme nahe, daß es sich hier um eine tektonische Wiederholung, um eine Auffaltung auch der Intrusivmasse handeln könne; wir müssen daher den Schichtenaufbau dieses Gebietes kurz ins Auge fassen. Die Hohlbornerhof-Kuppe ist nicht nur nordwestlich von einer „streichenden“ Synklinale begrenzt, sondern auch nordöstlich von einer etwas breiteren und flacheren „queren“ Mulde, der „Karls Höhe-Mulde“, begleitet, welche eben den Steinbach-Zug und den Messersbacherhof-Zug als einander entgegengesetzte Intrusionszüge trennt. Jenseits dieser Mulde ist aber auch eine Fortsetzung der Hohlbornerhof-Kuppe zu erkennen, welche sich besonders zwischen dem Eisenhutberg und Hubberg mit ihren streichenden Intrusionen als „streichende“ Sattelbildung schärfer ausprägt, während das dazwischen liegende Gebiet vom Felsbergerhof-Dörrenbach eine breite, flache Sattelung darstellt, welche einerseits in die Quermulde an der Karls Höhe einmündet, andererseits in den erwähnten streichenden Sattel (Wachthübel-Sattel) nach Rockenhausen verläuft. Die Tektonik dieses Gebietes ist in der Profiltafel (Prof. I—VI) genau wiedergegeben; die wichtige Stelle bei Seelen-Kreuzhof entspräche darnach einem eigentümlichen Sattel- und Muldenkreuz. Wenn nun die Intrusionsanordnung vom Elkenknopf und von Niederkirchen eine Folge einer Schichtenmuldung sein soll, so müßten auch im NO. unseres Kartengebietes die Intrusionen vom Hubberg und Eisenhutberg ursprünglich ein einheitliches, nunmehr aufgefaltetes Lager bilden. Es müßte dann z. B. gedacht werden, daß eine in der Außenseite des Sattels aufsteigende Intrusivmasse aus der Region höherer Schichten nach dem Sattellinneren zu in eine Region viel tieferer Schichten wieder zurücksinken würde und erst in der

Niederkirchner Masse sich mit gewaltig vergrößerter Mächtigkeit in wieder tieferen Schichten zerspleißen würde. Dies ist natürlich undenkbar; ebenso gäbe es auch ein ganz unmögliches Bild der Verbreitung der Intrusionen in etwa vorher nicht aufgerichteten Schichten, wenn man den Verlauf der Steilwände und Apophysen, wie sie jetzt im aufgerichteten Gebirge vorhanden sind, in diesen hypothetischen Urzustand der Schichtlagerung übernehmen wollte. Ich habe schon verschiedene Beispiele angeführt (l. c. „Potzberg“ S. 134), wie die Verbreitung der Intrusivlager im vorgebildeten Sattel eine natürliche und leicht erklärliche Einfachheit des Intrusionsvorganges ermöglicht, daß aber die Annahme, die Intrusion sei im ungestörten Schichtensystem lagerhaft erfolgt, völlig unerklärbare Bilder der Verbreitungsart der Intrusivgesteine ergäbe, wobei ihre Herkunft aus der Tiefe nirgends mehr ersichtlich wäre. — Vielmehr verweist das Einfallen der Lager auf der Nordflanke und Südflanke des gesamten Sattels je nach N oder S darauf, daß der Sattel schon bestanden habe, ehe die Intrusion erfolgte. Wie dies für den Sattel im großen gilt, so gilt dies auch für die Teilkuppen und Teilsättel des Schichtenbaues des Pfälzer Sattels im kleinen.

Der dem Niederkirchner Massiv entgegengestellte Elkenknopfung kann daher nur als ein in eine höhere Schichtenregion übertretende Abzweigung der Niederkirchner Stammgruppe sein, welche von deren nordwestlich aufsteigenden flächenhaften Lagergangmassen in die vorgebildete Schichtenkuppe rückwärts, d. h. nach SO. zu durchdringt, ebenso wie Gleiches am Kreuzhof im Ausstreichen nur unter geringer Störung der Lagerungsverbindung aufgeschlossen ist, an welcher Stelle — dem Treffpunkt zweier Mulden und Sättel — allerdings die Synklinallage der Schichten schon undeutlich geworden ist (Prof. I u. II). Wenn nun dieser Zusammenhang als höchst wahrscheinlich einstweilen dargelegt werden darf, so muß als Folgerung daran geschlossen werden, daß Nordost- und Südostseite der Hohlbornerhof-Kuppe (Steinbach- und Buchbrunnseite) desgleichen mit einer noch tieferen Fortsetzung der Niederkirchner Masse in Zusammenhang stehen und auf der anderen Seite der Schichtenkuppe entgegen dem Schichteinfallen und diese flach durchschneidend aufgestiegen seien. Nun verweist der oben skizzierte Bau der ganzen Niederkirchner Hauptmasse in der Tat auf eine notwendige Tiefenfortsetzung unterhalb der Hohlbornerhof-Kuppe und es dürfte der Zusammenhang etwa so gedacht werden, wie er in dem Profil I und II bildlich dargestellt ist.

Von Interesse ist hierbei, auch das hangende Begleitlager zu verfolgen. Es wurde oben erwähnt, daß es nur auf den mit der Hauptsattelachse parallel streichenden Seiten der Hohlbornerhof-Kuppe und Karlshöhe-Mulde (Felsenbergerhof-Sattel) auftrete, während es in den quer dazu hinziehenden Richtungen (Steinbach-Seite, Messersbacherhof-Seite) fehle. Die Annahme einer tektonischen Faltungswiederholung müßte auch hier die Wiederholung des Begleitlagers erfordern, während unsere Auffassung der Zerteilung der Intrusivmasse in die dem Schichtstreichen entsprechenden, flach aufsteigenden Zerspaltungen die Verdoppelung der Intrusion in dieser bevorzugten Richtung leicht verständlich macht. Eine Faltungswiederholung ist auch deswegen ausgeschlossen, weil der Elkenknopfung in einem höheren geologischen Horizont eingeschaltet ist, dem Einfallen der Niederkirchner Hauptmasse gemäß ein aufgesattelter Teil dieser Masse selbst aber eher in einem tieferen geologischen Horizont liegen müßte. Hierin entsprechen sich aber die Hohlbornerhof-(Elkenknopf-) und die Messersbacherhof-Intrusion und letztere weist auch eine zutag liegende Verbindung mit der äußeren Gangapophyse der Niederkirchner Kernmasse auf, die sich (vgl. oben S. 78) in

etwas höherer Intrusionszone bei Seelen-Reichsthal hier ebenso zweiteilt, wie zwischen Gehrweiler und Imsbach oder wie der Elkenknopfung oder der Galgenbergzug auf der Buchbrunnseite der Hohlbornerhof-Kuppe. — Eine Faltungswiederholung könnte also nur zwischen Hohlbornerhof- und Messersbacherhof-Zug angenommen werden. — Es ist auch der Auffassung zu begegnen, ob nicht die gesamte Hohlbornerhof-Intrusion eine nachträgliche Faltung lediglich des äußeren Begleitgangs am Hörnchen-Amos-Hof sein könne, entweder letztere als Apophyse gedacht, welche nicht in der Tiefe mit der Niederkirchner Masse, sondern in der jetzt erodierten Luftfortsetzung mit ihr zusammenhänge, oder den Elkenknopfung auch bloß als ursprünglich flache aufsteigende, selbständige Lager-Apophyse vom Hörnchen-Amos-Hof-Stamm angenommen, die mit der Hohlbornerhof-Schichtenkuppe später aufgewölbt und nach deren NO., SW.- und Süd-Seiten umgestürzt eingefaltet worden wäre. Für beide Auffassungen wäre aber — abgesehen von den übrigen Einzelheiten des Intrusionsverlaufs (vgl. unten) — schon das unerklärlich, warum diese Lager-Apophysen mit der Entfernung vom Abzweigungspunkt an Mächtigkeit so außerordentlich zunehmen sollen, während sonst das Umgekehrte der Fall ist; weiter, daß ebenso eine Verdoppelung der Züge eintritt mit jener größeren Entfernung, wo sonst eine Vereinzelnung Platz greift, endlich daß diese Verdoppelung nur in den dem Hauptstreichen parallelen Seiten der Kuppenbildung einbegriffen wird. Warum fehlt aber gerade die äußere begleitende Gangapophyse in den senkrecht zur Hauptsattelachse laufenden Teil-Faltungsflügeln? — Hier würde jede Auffassung der Faltungswiederholung eine bedenkliche Lücke haben. — Wir betrachten zur Aufklärung zunächst noch die übrigen bildlichen Darstellungen der Profiltafel.

Das Profil III zeigt nun einen streichenden Querschnitt durch die Karlshöhe-Mulde und illustriert die mögliche Verbindung der beiderseitig austreichenden Intrusionszüge in der Tiefe. Da diese Tiefenverbindung einen Teil eines süd-südöstlich einfallenden Intrusivlagers bildet, so erscheint sie als ein im Liegenden wannenartig abgeschlossener Lagerkörper. Profil VII zeigt einen nordsüdlich durch die Karlshöhe-Mulde nach dem Steinbach ziehenden Querschnitt, in welchem der nordöstlichste Teil des Niederkirchner Lagers zur Darstellung gelangt ist; wir weisen hier auf die größere Divergenz des äußeren Begleitlagergangs und des Stammlagers hin, welches letztere nach der Liegendgrenze zu an Mächtigkeit reduziert erscheint. Zugleich ist hier dargestellt, wie die liegenden Apophysen nach Seelen zu sich an Zahl verringern und ein tieferes, hart an der Grenze der Odenbacher Schichten liegendes Lager auftritt, welches nunmehr jenseits der Störung von Seelen die Verbindung mit dem in den Odenbacher Schichten emporrückenden Seitenabschnitt der Bittenbacher Masse vermittelt. Die Bittenbacher Masse ist in diesem Profil VII streichend durchschnitten, erscheint also als ein nach unten abgeschlossener, den Schichten eingeschalteter, im Kerne angeschwollener Intrusivkörper, dessen größte Stärke in der Mitte zwischen Roßberg und der Niederkirchner Masse liegt. Die Hauptaufstiegsmasse des Magmas bzw. die stärkste Lockerung des Schichtengefüges muß hier von Osten und Nordosten her aus der Tiefe aufwärts gedrungen sein, am Roßberg von NO. und N, bei der Niederkirchner Masse von SO. und S. Eine Verbindung der Roßberg-Masse mit der des Bittenbacher Berges ist unzweifelhaft, da die tieferen Apophysen beider in engem Zusammenhang stehen, ja sogar ineinander überzugehen scheinen. Diese Verbindung ist bildlich in ähnlicher Weise gedacht wie jene bei Seelen, woselbst ein ausgeprägtes Aufsteigen der ganzen Intrusivmasse in eine höhere Abteilung des Schichtensystems vorliegt.

Profil VIII zeigt einen Querschnitt durch die Roßberg-Masse mit den liegenden Apophysen und die völlig lagerhaft auftretenden Eruptivgesteins-Einschaltungen am Steinwald, zwischen dem Ausbacher Hof und dem Odenbach. Dieses Profil deutet den Zusammenhang beider Intrusionen an, doch dürfte die Intrusion am Steinwald nicht über die große Entfernung, deren tiefste Stelle der Odenbach und der Nußbach durchfließen, erfolgt sein, sondern mehr von Norden her, wo eine fast ununterbrochene Verbindung schollig abgerissener Stücke (vgl. Profil IX) ein außerordentlich weit ausgedehntes Gebiet flach gelagerter, fast mit den Schichten konkordanter Intrusionen rekonstruieren läßt. An keiner Stelle dieses Schollengebietes liegen Andeutungen dafür vor, daß sie vom Roßberg unabhängige, selbständig aus der Tiefe aufsteigende Gang-Zufuhrspalten besessen hätten. Eine ähnliche Zerfetzung der äußersten Apophysenenden, wie die westlich von Reipoltskirchen, zeigen auch jene östlich von Hefersweiler am Reitersberg und an der Goldgrube (vgl. S. 88).

Ein zwischen den oben erwähnten fast streichenden Vertikalgängen von Gangloff-Reifelbach und dem Roßberg liegendes Vorkommen von geringer Längenausdehnung und geringer Breite hat einen hier ausnahmsweise senkrecht zum Streichen gerichteten Verlauf; es ist dies das Vorkommen am Krüppel, das im Profil IX schief durchschnitten ist und daher etwas breiter im Bild erscheint als es tatsächlich ist. Es liegt an einer Teilwasserscheide und hat hier offenbar in früher noch viel höher hinaufgehender Vertikalerstreckung schon von alters her die Orographie des Gebietes beeinflußt. In diesem Profil IX sendet die in der Tiefe steckende, d. h. nicht so weit emporgedrungene Roßberg-Masse nur noch schmale Lagerapophysen an die Oberfläche. Der plötzliche Abbruch der austreichenden Masse und der Zerteilungersatz am Roßberg ist auffällig und scheint mir mit einer hier auslaufenden Muldenlagerung zusammenzuhängen (vgl. Übersichtskarte: Wolfershecke westlich Ginsweiler-Reipoltskirchen).

Profil X gibt nun zu dem in Profil VII dargelegten streichenden Schnitt durch das Bittenbacher Lager auch den Querschnitt, in welchem die Aufstiegsrichtung angedeutet ist. Hier ist auch der den Gangloff Gängen morphologisch, topographisch und genetisch entsprechende Bösodenbacher Gang mit seinem Parallelgang am Wetzenberg (auf die Schacherberg-Masse hinweisend) im Querschnitt getroffen, endlich im SO. bei Imsweiler das Imsweiler Lager mit seinem äußeren Begleitlagengang.

Profil XI zeigt das oben erwähnte abgesunkene Stück dieses Zuges mit der lagerhaften Umbiegung dieser „höheren“ Intrusionsregion vom Hubberg.

Profil VI zeigt rechts desgleichen einen noch weiter nordöstlich gelegenen Querschnitt durch dieses Lager und einen Teil der Eisenhutberg-Intrusion, welcher wir nunmehr einige Worte zu widmen haben. Während am Elkenknopf die Schichten und Intrusivlager ringsum von der Berghöhe abfallen, ist nun am Eisenhutberg, an dessen Nordhang sich das hochgelegene Dorf Schönborn befindet, ziemlich allgemein das Gegenteil statt. Es liegt eine flache Schichtenwanne vor, an welcher fast allseitig, soweit die Störungen nicht eingegriffen haben, ein Einfallen nach der Mitte des Berggebietes zu bemerken ist. Das gleiche gilt für die Intrusivlager, wobei man an deren peripheren Rand an keiner Stelle etwas der „Gangseite“ anderer Intrusivgebiete Vergleichbares auffinden kann. Eine solche Aufstiegsregion muß daher im Innern der Wanne gedacht werden, wofür auch an einigen Stellen der Innenrand der Intrusivlager spricht. Leider ist der Zusammenhang der austreichenden Intrusivzüge, der möglicherweise auch an einigen Stellen an und für sich nicht geschlossen war, noch durch die Störungen in nord-südlicher und ost-

westlicher Richtung stark mitgenommen. Doch werden die Profile III, IV, V und VI ein deutliches Bild der Beziehungen der ausstreichenden Lager zueinander in der Tiefe geben. Im Profil VI ist außerdem noch der Nordwestteil der Wanne im Durchschnitt und in seiner Tiefenverbindung mit der Hauptmasse dargestellt, welche in der Übersichtskarte nach Bisterschied zu gelegen ist und in zweifellos viel tieferem geologischem Horizont austritt. Es beginnt ihr Zug am Eichberg und zieht sich über Geiersberg, mehrfach gestört, bis nördlich von Schönborn überall nach der Mitte der allerdings etwas einseitigen Schichtenwanne einfallend. — Wenn wir nun diese Lagergruppe in der Tiefe mit dem Imsbacher Zug in Verbindung setzen, so ist daran zu erinnern, daß diese Entfernung nicht ausgedehnter ist, als z. B. der tatsächlich aufgeschlossene Zusammenhang zwischen letzterem Zug und der dem Eisenhutberg-Gebiet völlig gleich gelagerten Intrusivmasse von Niederkirchen, welche die sichere Aufstellung einer gleich langen Tiefenverbindung mit den äußeren südöstlichen Intrusionszügen der Hohlbornerhof-Kuppe ermöglichte.¹⁾

Es sei nun gleich hier betont, daß die Hauptverbindung der Eisenhutberg-Intrusion mehr nach Osten gelegen haben dürfte und zwar nach der Stelle, wo der Imsweiler Zug aufhört und senkrecht zum Streichen in tieferem Niveau die Intrusion des Eisenhutberges einsetzt.

4. Über auffällige Wechselbeziehungen zwischen den einzelnen Intrusivmassen.

Wir haben oben S. 74 schon bei Gelegenheit des Vergleichs des Sterzelbergtrums mit der Hauptmasse von Niederkirchen auf eine mögliche Korrelation der Teillager innerhalb eines Intrusionskomplexes hingewiesen und am Schluß des vorigen Kapitels eine Beziehung der Seitenenden höherer und tieferer Intrusionen in der Nachbarschaft unseres engeren Untersuchungsgebietes berührt, welche wir durch den Hinweis auf dessen Südwestende ergänzen können, wo nämlich deutlich ist, daß die Seitenerstreckung der Niederkirchner Intrusion in höherem Niveau (vgl. die Beilage zu S. 81 u. 89 bei St. B.) den Beginn der Intrusion des Potschbergs in tieferem geologischen Horizont anzeigt. Die Westgrenze der Potschberg-Intrusion bezeichnet aber in den Oberen Lebacher Schichten die Ostgrenze der Intrusion Albersbach-Kollweiler (Ab.)²⁾, deren Westende wieder in dem Niveau der Odenbacher Schichten, nur wenig tiefer als das Westende des Sterzelbergzugs bei Kreimbach (Kr.) liegend, durch die Intrusion am Herrenberg (Hb.) bei Oberstausenbach orientiert ist; dieser Wechsel versteht sich zu Seiten von senkrecht zum Streichen laufenden Zwischenlinien. Ähnliche merkwürdige Beziehungen wollen wir an der Hand des kleinen Kärtchens in vorläufiger Weise auch nach Nordosten zu weiter verfolgen, während wir auf ihre eigentliche Erklärung erst unten zurückkommen. — Wir erwähnten also, daß die Eisenhutberg-

¹⁾ Ich möchte an dieser Stelle ausdrücklich für alle ähnlichen Tiefenverbindungen mit schärferen Durchquerungen vorher aufgerichteter Schichtensysteme festlegen, daß diese Verbindungen wohl kaum als flächenhaft ununterbrochene Kommunikationen gedacht werden dürfen, wie dies die zeichnerische Darstellung in einem vertikalen Ebenenquerschnitt, um verständlich zu sein, geben muß. Vielmehr werden vielfache Verzweigungen und Anastomosen stattfinden und es wird das Bild eines netzförmigen Aufstieges jedenfalls die Tatsachen am treffendsten verkörpern; auch hierbei werden vertikale Durchbrüche und Schichteinschaltungen vielfach im kleinen miteinander wechseln, was ebenso im Maßstab der Bildarstellung nicht angedeutet werden konnte.

²⁾ Die den Zügen beigegebenen Buchstaben beziehen sich auf die in der Beilage zu S. 81 u. 89 mit gleichen Buchstaben aufgeführten, ihnen zunächst liegenden wichtigeren Örtlichkeiten; die Intrusionsvorkommen können also nach diesen Buchstaben aufgesucht werden.

Intrusion bei Schönborn (Sch.) da beginne, wo senkrecht zum Streichen der der Sattalachse genäherten Schichtkomplexe die Imsweiler Intrusion (Imsw.) in höherem Niveau abbreche. Auch innerhalb der Eisenhutberg-Gruppe bei Schönborn sind solche „Vertretungen“ deutlich; insbesondere ist es auffällig, daß der Geierskopffzug bei Bisterschied in tieferem Niveau gerade da auftritt, wo die höheren Durchbrüche bei Schönborn gerade am schwächsten und fragmentarischsten sind. Das Bild kann weiter verfolgt werden: sobald die Eisenhutberg-Masse an ihrem Nordostende abbricht, setzt wieder im Horizont der oberen Hoofers Schichten bei Dielkirchen N von Rockenhausen (Rohn.) eine neue Intrusion, die Dielkirchner Masse (Di.) ein, während in dem Zwischenraum, den die tiefer eingeschaltete Zone des Eisenhutbergs einnimmt, wieder in höherem Niveau der Lebacher Schichten der Hintersteinerhof-Ruppertsecker Zug (Rup.) sich erstreckt. Das Abbrechen der Dielkirchner Hauptmasse ist wieder in höherem geologischem Niveau ersetzt durch den Münsterappeler Zug (Mü.A.). Den Zwischenraum zwischen diesem und dem Winterborner Zug scheint die Mörsfelder Intrusion (Mö.) einzunehmen. Hier ist ein seitlich-stellvertretendes Alternieren in tieferen und höheren geologischen Horizonten ziemlich greifbar; es kann dies (vgl. unten S. 90—93), ebenso in der Vorbildenden Zersprengung seinen Grund haben (wie man Ähnliches von Verwerfungen kennt), als auch in Ablenkungen des intrusiven Auftriebs, was auf eine größere flächenhafte Tiefenverbindung der Magmen, soweit sie auf einem Sattelflügel auftreten, schließen lassen muß (vgl. S. 116—117).

Natürlich können ebenso bei starkem magmatischen Andrang oder Nachschub an Stellen, wo zugleich durch die vorbereitenden tektonischen Vorgänge (vgl. unten S. 90) Gelegenheit in genügendem Maße geschaffen ist, statt alternierender auch einander „entsprechende“ Intrusionen in einander näherstehenden höheren und tieferen geologischen Lagenzonen stattfinden; dem erwähnten Ruppertsecker Zug „entspricht“ so z. B. eine noch höhere Intrusion, die aber längs dessen Verbreitungsgebiets zunächst schwach ist, aber seitlich vom Abbrechen des Ruppertsecker Zuges plötzlich anschwillt; weiter entspricht auch dem Münsterappeler Zug eine höhere Lagergruppe (Krf.); beide nehmen die quere Satteltbreite ein. Die höhere äußere Gruppe von Orbis-Niederwiesen-Mörsfeld (O.W.; N.W.; Mö.) konzentriert sich nach den Flügeln der in dieser Sattelquerung deutlichen Einmündung. Ähnlich zu deutende Korrelationen lassen sich auch am Nordflügel des Sattels erkennen, wofür ich (einschließlich der auf Blatt Kusel und Zweibrücken reproduzierten preußischen Gebiete) auf folgende Intrusionszüge verweise: der Winterborner Zug (Wib., Unt. Leb. Sch.), der Altenbamburg-Bingerter Zug (AB.-Bi., Hoof. Sch.), der Niederhausen-Boos-Staudernheimer Zug (Ob. Leb. Sch., Nh.-Du.-St.), die Odernheimer Gruppe (Hoofers Sch., Oh.-Ltw.), der Hottenmühler (Ho.) und Hundsbacher Zug (Hu., Ob. Lebacher Sch.), die Kallbacher Gruppe (Alsenzer Sch., Ca.), die Löllbacher (Lö.), und Lauterecken-Grumbacher Gruppen (Ltn.-Gru., Alsenzer Sch.) im äußeren NW.-Anschluß an das Seitenende der Roßberg-Intrusion (Odenb. Sch.), der Langweiler Zug (Law., ob. Unt. Leb. Sch.), die Deimberg-Eisenbach-Ulmetter Zuggruppe (Debg.-Ul., Hoofers und Alsenzer Sch.), der Zug vom Sulzkopf-Remigiusberg¹⁾ (Remb., Unt. Cus. Sch.), jener von Kusel-(Diedelkopf-)Konken (Alsenzer Sch., Kusel-Ko.) mit „entsprechendem“ Zug: Seitzweiler-Thallichtenberg (Unt. Leb. Sch., Se., He.-Kör.), der von Herschweiler-Petersheim (Odenb. Sch., Pet.); das sind alle wohl alternierende Züge! Im großen und kleinen mehr und weniger deutlich abwechselnd sind die

¹⁾ Über gleichsinnige Einzelheiten dieser Region vgl. unten S. 89.

Lager von Grügelborn (Metzelberg-Gehweiler, Gr., Leb. Sch.), Kesselberg-St. Wendel (Unt. und Ob. Leb. und Cuseler Sch., KB. und St. Wdl.), Bosenberg (St. Wdl.-Bo.), Spiemont (Spt.) bei Niederlinxweiler (Nlwler) und Marpingen (Marp., bzw. Ob. Cuseler, Breitenbacher und Ob. Cuseler Sch.). Einander „entsprechend“ sind die Lager Thalexweiler-Tholey (Thol.) und Neipel-Pitschberg (Na.-Pi., bzw. ob. Unt. und oberste Ob. Leb. Sch.); seitlich davon setzt in den unteren Oberen Lebacher die Gresaubacher Masse (Gr.Sb.) ein, welche etwas mehr nach dem nordwestlichen Sattelrand wieder vertreten ist durch die Porphyritmasse des Horsts (Hst.) nördlich Bettingen, eine Stelle, die manche Analogien mit der Umgegend von Ebernburg (Eb.) besitzt und den nördlichen Sattelflügel hier enden läßt. Selbstverständlich ist, daß bei den meist sich mehr oder weniger zuspitzenden Endteilen benachbarter Intrusionen ein schwaches Übergreifen von beiden Seiten her das Bild der Gesetzmäßigkeit der Verteilung der Lager zuseiten idealer, meist senkrecht auf der Längssattelachse verlaufender Linien nicht stören kann, vielmehr den Eindruck der Natürlichkeit bestätigt. — Es sei bemerkt, daß das Kärtchen nur die Intrusivvorkommen der Sattelflügel, nicht die Effusionen berücksichtigt, deren Randgrenze in den Mulden durch Strich-Punkt-Linien angezeigt ist. Etwaige Beziehungen zwischen der Stärke der letzteren und jener der Intrusivmassen — welche Frage wir wegen der nur geringen Unterschiede zwischen beiden Formen des Auftretens eruptiver Vorkommen aufwerfen dürfen — können nicht mit gleicher Präzision festgestellt werden, da hier der seitlich freie Fluß noch nach anders als rein tektonisch geformten Oberflächenvertiefungen das Bild der eigentlichen Effusivstärke nach bestimmten Zonen des Sattels- und Muldenaufbaus fälschen muß. Immerhin kann z. B. die starke Anschwellung der Effusion östlich von Nohfelden und jene der Duchroth-Thalböckelheimer Masse (Du.) im Sinne eines alternierenden oder korrespondierenden Verhaltens gedeutet werden.

Es läßt sich also vorläufig und im allgemeinen folgendes hervorheben: „die „Lagergang-artigen Intrusionen des Pfälzer Sattels sind in meist ziemlich gleich „breit bleibenden Querzonen der Längssattelung gruppiert; bei näher zusammen- „liegenden Intrusionen können derartige Beeinflussungen der Stärke erkannt werden, „daß die Anschwellung des einen Zugs die Abnahme des anderen im unmittelbar „Liegenden oder Hangenden mit sich führt; bei weiter voneinander entfernt „liegenden streichenden Zügen zeigt sich etwas derartiges nicht, dagegen sind die „Intrusionen der beiden Nachbarzonen mit denen der mittleren Zone alternierend „angeordnet; beim Übertritt eines Lagergangs in eine Nachbarzone finden Mächtig- „keitsveränderungen statt.“

Wir kehren nun zu gewissen Einzelheiten dieser Art bei der Niederkirchner Masse zurück; sie zeigt in erster Linie in ihrer Kernanschwellung eine auffällige Differenzierung (S. 74); westlich der Verbindungslinie Niederkirchen-Relsberg ist die Kernanschwellung am stärksten und es ist nur eine liegende Lagerapophyse vorhanden; östlich, z. B. in der Querlinie Ölsberg-Schwanberg (bei Hefersweiler), ist die Gesamtbreite wohl gleich groß, die Kernmasse aber auf Kosten der Lagerapophysen deutlich verringert. Daraus folgt das Resultat: in einer Zone, die genau der Breitenausdehnung der Hohlbornerhof-Kuppe und ihrer Intrusionen entspricht, ist also der Kern der Niederkirchner Masse stärker, die Intrusionsquantität größer; trotzdem ist die im SO. vor ihr, also über ihrem Zugangskamin liegende Kuppe rings mit Intrusions-Lagergängen versorgt. Jener Streifen von der Breite der Kuppe war also der des stärksten Zudrangs, was um so mehr in die Wagschale fällt, als hier die Schichtenkuppe quer durchflossen werden mußte. Wenn das Magma diese Schichtenkuppe

von SO. langsam schief aufsteigend hätte selbsttätig durchbrechen müssen, so hätte es sicher zuerst den leichteren Weg der Einlenkung in die frontalen nach SO. gerichteten und die ihr nächstgelegenen seitlichen Kuppenflanken eingeschlagen und hier sich aufgetürmt. Statt dessen liegen die Verhältnisse so, daß man gerade das Umgekehrte annehmen muß, nämlich, daß von der nordöstlich anliegenden Karlshöhe-Mulde, also von der Steinbach-Seite her, sowohl die Kuppe als auch vielleicht die Niederkirchner Kernmasse selbst einen seitlichen Magmazuschuß erhielt, wodurch zu erklären ist, daß im hintersten Bug der Mulde, also zwischen Ölsberg (Niederkirchen) und Seelen-Reichstal, die Intrusionsstärke unter Verringerung der Kernmasse und Vermehrung schwächerer Apophysen abnimmt und beide zusammen in einem Tempo zum seitlichen Auskeilen kommen, wie es im Gegensatz zur Westhälfte der gesamten Intrusion kaum erwartet werden sollte. — Die dem Gesamtaufstieg im SO. näher gelegenen Flügelteile der queren Karlshöhe-Mulde leiten also den Auftrieb des Magmas seitlich ab, wodurch die entfernteren Teile der Mulde an Mächtigkeit vermindert erscheinen.

Als ein der magmatischen Ladung und einem korrespondierenden Ladungszug entsprechendes Stärkeverhältnis möchte ich die relativ geringe Mächtigkeit des äußeren Begleitlagers der Hauptmasse am Eulenberg gegenüber dem sogar verdoppelten Elkenknopfzug ansehen, dessen Zusammenhang mit der noch stärkeren Steinbach-Intrusion ganz zweifellos ist; also der zwischen beiden größeren Intrusionsgebieten liegende Teilzug ist verringert (vgl. unten). — Im Gegensatz hierzu steht die Tatsache, daß dieser Zug in seiner Fortsetzung nach dem nordöstlichen Winkel der Karlshöhe-Mulde, in seiner Gegenstellung zu der „Steinbach-Seite“ sich verdoppelt, an einer Stelle also, wo zugleich die Niederkirchner Hauptmasse stark an Mächtigkeit reduziert ist. — Die Beweiskraft dieser Verhältnisse erleidet durchaus keine Einbuße, wenn die oder ein Teil der im Liegenden der Niederkirchner Masse auftretenden Apophysen, soweit sie in größerer Zahl in dem Schichtenflügel zwischen der Hohlbornerhofkuppe und der Karlshöhe-Mulde auftreten, entweder in ganzer Länge oder längs älterer Intrusionszüge teilweise später neu eröffnet und, wie MATTH. SCHUSTER nahelegt, mit cuselitischem Magma zu einem gemischten Intrusivkörper wieder geschlossen wurden. Über den möglichen Zeitpunkt dieser späteren Eröffnung werden wir Kap. 7 S. 96 etc. näheres bringen. Jedenfalls verstehen wir, daß von der Seite der queren Mulde, von welcher der Steinbachzug verstärkt werden konnte, auch im Liegenden der Masse neue Intrusionen stattfinden durften, daß ihre tektonische Lokalisierung auch tektonische Vorbedingungen erfordert.¹⁾

5. Bedeutung und Alter der queren Einfaltungen des Pfälzer Sattels.

Mulden, Wannen und Kuppen, die derart die Intrusionen in ihrer Entstehung modifizieren, müssen älter sein als letztere; ich fasse sie als wesentlich gleichzeitig mit der ersten Entstehung des Sattels auf (S. 112). Zur Bestimmung des Alters der

¹⁾ Ich erinnere hier an die obigen Ausführungen über die Mächtigkeitsdifferenz zwischen dem Sterzelbergzug und der Niederkirchner Masse, welche uns schon vermuten ließ, daß es sich nicht um eine reine Absenkungserscheinung handle, sondern noch um eine Änderung der Intrusionsverhältnisse, die sich im hangenden Begleitlager in einer Verstärkung äußert; sie scheint durch die SW.-Seite der Hohlbornerhof-Kuppe verursacht zu sein, welche andererseits auch maßgebend für die räumliche Punktierung und die Richtung der Verwerfung gewesen sein dürfte. — Es ist wohl auch kein Zufall, daß die Verwerfungsvorgänge, welche den nordöstlichen Teil der Niederkirchner Masse und ihre Apophysen betroffen haben, tangential auf die Muldenumgrenzung zustreben (vgl. S. 93).

queren Einfaltungen hier und im Pfälzer Sattel überhaupt sei folgendes zusammengefaßt. — Wie l. c. S. 119—123 zu Taf. I, Fig. 4 erwähnt wurde, besteht die breite Antiklinalregion eigentlich aus zwei Antiklinallinien, welche eine ähnliche Entfernung voneinander haben, wie viele quere Auffaltungen, da wo sie überhaupt auftreten. Es wurde zugleich gesagt, daß diese Sattelungen nicht überall die gleiche Stärke hätten, in ihrer Aufwölbung zu und abnehmen, daß aber da, wo der Nord-sattel stark sei, der Südsattel geringer entwickelt wäre; so konnte eine ausgeprägte südliche Teilsattelung in dem Raum zwischen dem Seelberg bei Wolfstein und dem Stahlberg bei Rockenhausen gar nicht eingezeichnet werden.

Es ist nun gewißlich kein Zufall, daß gerade diesem Zwischenraum entsprechend 3—4 km nach SO. hin zunächst des Südrandes des zugehörigen Sattelflügels eine randliche Teilsattelung zwischen Frankelbach-Kaulbach bis zum Stahlberg sich an verschiedenen Stellen bemerkbar macht. An den erstgenannten Lokalitäten wird durch die große Olsbrücker Verwerfung eine beiderseits derselben nach SW. einfallende Kuppenendigung verdoppelt; während hierbei die Schichtensysteme seitlich verschoben erscheinen, bleibt die Kuppenachse fast unverrückt, auch ein Beweis, daß es sich nur um eine Vertikalbewegung handeln kann. Die andere Muldungssenke zwischen Wörsbach und der Hohlbornerhof-Kuppe ist durch den starken Störungskomplex von Schallobenbach-Sterzelberg undeutlich geworden; die Hohlbornerhof-Kuppe in der Mitte dieses von queren Einmuldungen durchsetzten Längssattels ist die höchste; die Sattelung vermindert sich nach NO. zu. — Ähnlich verhält es sich an einem wichtigen Punkt des Nordflügels und der Nordantiklinale des Hauptsattels: da wo die Moschellandsberger Sattelkuppe nach Nordosten zu ebenso rasch abstürzt, wie dies bei der Kuppe am Königsberg der Fall ist, da setzt fast senkrecht zum Streichen in einer Entfernung von 5 km am Nordrand des Sattels zwischen Glan und Alsenz die äußere Kuppenreihe mit dem Lemberg vikariierend ein! Man wird hierbei lebhaft an das oben erwähnte Alternieren der Intrusionen bzw. ihrer Zerspaltungen erinnert und es ist nur eine Annahme möglich, nämlich, daß diese zur Einheit sich ergänzenden Bildungen zeitlich einem einzigen Vorgange und zwar der Sattelentstehung selbst angehören. Hierbei darf nun auf die Merkwürdigkeit hingewiesen werden, daß diese die Kuppenbildungen verursachenden queren Einfaltungen das Oberrotliegende noch nicht berührten, daß sie sogar die Oberen Lebacher Schichten örtlich nicht mehr eingemuldet haben. Es scheinen daher diese Vorgänge schon dem ersten Beginn des Sattelungsvorganges zugeschrieben werden zu müssen, wobei nicht ausgeschlossen sein soll, daß sie in wechselnder Dauer während des ganzen Ausbaus der Sattelung an ihm teilnahmen (vgl. unten S. 112).

Ähnliches gilt für die Bruderwald-Reichenbach-Mulde zwischen Potzberg und Hermannsberg, wo allerdings durch die Transgression der Staufer Schichten über das Oberrotliegende und die Oberen Lebacher Schichten die Nichtbeteiligung des Oberrotliegenden an der queren Muldenbildung verdeckt ist. Weiterhin gilt dies für die große Senke zwischen Höcherberg und Potzberg, in welche die Sedimente der Trias und des mittleren Oberrotliegenden transgredierend eindringen; diese Senke war also sicherlich schon vor der letztgenannten Sedimentationsperiode vorhanden; da aber vor der Verwerfungsepoche, welche die Transgression des mittleren Oberrotliegenden einleitete, kein anderer Faltungsvorgang als jener der Sattelbildung selbst bekannt ist, so können diese Quermulden nur der letzteren angehören. Es ist hierbei zu betonen, daß wir westlich der Hohlbornerhof-Kuppe am Neuhof eine den Schichten der mittleren Oberrotliegenden-Transgression vergleichbare mächtige Ablagerung von

Söterner Breccien besitzen, welche also die Existenz einer queren Einbuchtung hier vor Erguß des Grenzmelaphyrs südwestlich neben der Kuppe wahrscheinlich sein läßt.

Trotzdem sich also diese Quermulden größtenteils nach der Südostseite verbreitern und eröffnen — also nach jener anliegenden Seite des Sattels, in welcher später in erweitertem und vertieftem Absatzbecken die Trias zur Ablagerung kam — was nur in einseitig beschränktem Maße nördlich des Sattels eintrat — so standen sie, bzw. die Synklinalachsen der hangendsten Schichten des Unterrotliegenden doch in verschiedener Höhe des Innenraums des Karbonsattels und waren daher der Schichtenbildung des Oberrotliegenden und der Trias nicht in gleichem Maße zugänglich. Ihr Auftreten sowohl in der Nachbarregion der mittleren Sattelungslinien als auch mit den randlichen, ebenso die Korrelation beider ohne Beziehung auf jüngere Sedimente als die des Unterrotliegenden — abgesehen davon, daß sie als Ablagerungsbecken für das Oberrotliegende etc. dienten — beweist, daß sie fast gleichzeitig ihre Entstehung mit jener der beiden mittleren Sattelungsachsen fanden. — Für die Entstehung der letzteren als Begleiterscheinung der Sattelerhebung habe ich l. c. „Potsberg“ S. 122 einige Gründe angegeben (vgl. auch unten S. 107 u. 112).

6. Über den Begriff der Überschneidungen.

Wenn wir so in größeren Zügen die Gestaltung der Intrusivmassen abhängig sehen von der vorgebildeten Tektonik des Schichtenkörpers, den sie durchdringen, so darf es nicht wundern, wenn auch im kleinen speziellere Abhängigkeiten zu bemerken sind. Einen wichtigen Punkt hierbei bilden die Überschneidungen, von welchen ich im Königsberg-Hermannsberg-Gebiet sowohl bei Porphy- als bei Cuselit-Intrusionen einige Beispiele angeführt habe. Ich erinnere l. c. S. 134 an die Intrusion vom Mayenwald-Gänshöhe. Sie stellt die Intrusion einer Schichtenumbiegung am Nordwestauslauf der Bruderwaldmulde dar; sie läuft streichend an der Grenze von Unteren und Oberen Cuseler Schichten bis zur Umbiegungsstelle der ersteren, „überschneidet“ dann in geradliniger Fortsetzung schiefquer die Odenbacher Schichten, erreicht innerhalb der unteren Alsenz-Schichten eine längere Schichtlagen-Verbreitung, wo aber eine geradlinige Durchschneidungsfortsetzung noch fast bis zur Hangendgrenze der Hooper Schichten zieht. — Im ganzen betrachtet, handelt es sich also hier um die Intrusion einer stumpfeckigen Schichtenumbiegung, in welcher das Magma die eine streichende Seite verläßt, um mit querer Überschneidung der anliegenden höheren oder tieferen Schichtenmasse in das Streichen des anderen Schenkels der Umbiegung und zwar in höherer oder tieferer Sedimentstufe überzuspringen. Solche Ecküberschneidungen zeigen sich auch am Beilstein, Bruderwald, Hermannsberg, Potschberg und Königsberg, an den drei ersteren Intrusionen mit einseitig bis zum Auskeilen abnehmender Stärke, wobei die Intrusion in den benachbarten Schenkel nicht oder wenigstens nicht so stark eindringt, daß sie zum oberflächlichen Ausbrechen kommt: so krümmt sich das Seitenende dieser Intrusionen nach dem Liegenden ein.

Zu den Überschneidungen müssen wir die Fortsetzungen der streichenden Gänge von Odenbach und Reifelbach rechnen, welche zu der Überkreuzung vom Galgenberg S. von Meisenheim führen (S. 75). — Unter diesen Begriff gehört nicht nur die Betrachtung der Intrusionen als ganze Körper mit ihren „Knieapophysen“, sondern auch die der Grenzlinien oder -Flächen in ihrem Einzelverlauf (S. 73).

Trotzdem wir erwähnen konnten, daß am Niederkirchner Massiv sowie an sonstigen Stellen der bisher besprochenen Intrusionen eine außerordentlich große

Konkordanz an einzelnen Stellen zwischen jenen und den begrenzenden Sedimenten zu beobachten ist, haben wir in den Profilen trotzdem überall dargestellt, wie selbst die Lagerapophysen das Schichtensystem flach durchschneiden (S.116 Z. 33). Diese Tatsache ist trotz der so häufigen Konkordanzen doch das Gesamtbild des Aufstieges der Lagerapophysen. Es kommt dies daher, daß die Stellen der Konkordanz durch zahlreiche kleinere eckige Stufen steileren Aufstiegs unterbrochen sind, oder daß die steileren Stufen überhaupt fehlen oder verlassen werden und statt dessen eine diagonale, also flachere Durchschneidung der Sedimente erfolgt. An Stelle eines treppenartigen Aufstieges, der steil in eine höhere Schichtenregion führt, tritt so eine flache Intrusion, die erst allmählich in jene hinauf leitet. — Dies gilt nicht nur für das Aufsteigen aus der Tiefe, sondern auch für die seitliche Ausbreitung der Lager nach ihren auskeilenden Enden; hier liegt aber die umgekehrte Wendung vor. So kommt es, daß die Obergrenze eines ausstreichenden Lagers (der Durchbruch im ganzen gedacht) bei seitlicher Fortsetzung von einer Kernanschwellung (mit lokalem Steilaufstieg) her ins Liegende rückt. Würde ein Magma sich völlig selbsttätig in einem aufgerichteten Schichtensystem seinen Weg suchen, so würden die seitlichen, weniger hebekräftigen Ausläufer sich mehr nach der Hangendgrenze der Gesamtintrusionen zu richten, also sich auch dahin seitlich aufsteigend verhalten, wo geringerer Druck zu überwinden wäre;¹⁾ statt dessen ist hier das Umgekehrte der Fall. — Dies beweist meines Erachtens eine tektonische Vorbereitung, nicht ohne daß schon nach den Stellen der späteren Kernanschwellung ein stärkstes Zerreißen und ein Abheben der zerrissenen Massenteile erfolgte. Etwas derartiges ist im Fortstreichen eines langen Sattelflügels dann besonders möglich, wenn bei der Sattelentstehung neben der Hauptkompression noch eine darauf senkrechte in Aktion kam, wofür wir schon in den Quermulden einen Beweis haben. Die Wirkung dieses Vorgangs wird dadurch gesteigert, daß die ihn begleitende Zerklüftung, die nach der Amplitude der Ausbiegung hin zunehmen muß, eine Abbröckelung von dem hangenden Gewölbe begünstigt, so daß nach der Magma-Ausfüllung die hangenden Schichten an den seitlichen Grenzen der Intrusionsmassen abstoßen. — Ohne die Annahme einer solchen — freilich nicht sehr umfangreichen — Abbröckelung kommt man bei dem Vergleich des hangenden und liegenden Sedimentgesteines nicht aus (vgl. Potzberg l. c. die Besprechung der Relsberger Lagerapophyse der Niederkirchner Masse S. 142 und 143, insbesondere S. 221 den Nachtrag zu S. 143); da man nun die Anzeichen dieser notwendig anzunehmenden Einsturzmaterialien vom Hangenden bzw. ihre Sonderungs-, Schlammungs- und Mengungsprodukte nicht an den sackartig auskeilenden Endzungen der Intrusionen für gewöhnlich vorfindet, so müssen sie in den meisten Fällen in die Tiefe der steiler einfallenden Spalträume gesunken und besonders im Liegenden des Magmas dort von diesem verarbeitet und absorbiert worden sein; davon müßten vielleicht die liegenden Apophysen der Niederkirchner Masse hie und da Zeugnis geben können.

In diesem Zusammenhang ist ein eigentümliches Gestein auf der Höhe des Eisenstollenhübels O. vom Hohlbornerhof zu erwähnen; es liegt 2—3 m über dem lagerhaft umbiegenden Steinbachzug und zwar über dessen fast horizontalen, schwach gewellten Hangendschichten, welche in ihrer Lagerungsstruktur sonst unverändert, nur in hohem Grade lyditiert sind. Das Gestein bildet die Hügelkuppe

¹⁾ Die Obergrenze (Außengrenze) bezeichnet die Stelle des steilen Durchbruchs, von welcher aus auch der Ausgang der stärksten seitlichen Wirkung zu erwarten wäre; bei vorgebildeter Schichtenaufrichtung müßte das Magma auch an den Seitenenden empor steigen, d. h. nach außen vordringen.

und ist ein Denudationsrelikt in verhältnismäßig tiefer stratigraphischer Position, das aber sonst nirgends mehr in den Profilen der nächsten Umgebung auftritt, daher eine lokale Einschaltung in der Nähe der großen Intrusion darstellt und nur zufällig hier an der Oberfläche liegt; die Trennung gegen das Liegende ist nicht sehr scharf, die Konkordanz ist deutlich. Die Schicht ist etwa 0,75 m stark, feinkörnig, ohne innere Lagerungsanzeichen, nur voll horizontal verlängerter, vertikal stark komprimierter Blasen, deren Innenfläche da, wo sie nicht mit einzelnen kleinen Pyramidchen von Quarz besetzt ist, glatt und fluidal verzogen ist. Es erinnert somit äußerlich stark an das Hochbuschgestein (vgl. Potzberg l. c. S. 198—199); ich sammelte es in der Meinung, ein nur etwas tonsteinartig metamorphosiertes Endstück einer schwachen Apophyse des Steinbachzuges vor mir zu haben. — Nach der petrographischen Diagnose MATTH. SCHUSTERS besteht das Gestein aber aus sehr feinen spitzeckigen Trümmerchen, insbesondere von Quarz und muß eher als ein blasiger Tuff bezeichnet werden. — Es kann also nur, da nach den Seitenaufschlüssen feinkörnige Sandsteine ursprünglich das Hangende gebildet haben, als ein der tonigen Bestandteile ziemlich beraubtes Schlammprodukt eines Quarzsedimentes betrachtet werden, weiterhin als eine nicht frei gebildete, sondern von einem sich ausbreitenden Magma in einer gelüpften Schichtfuge von Kondensationswassern breiig gehaltene, von gespannten Gasen durchsetzte, in vorlaufender Begleitung der Intrusion entstandene Detritusmasse im obigen Sinne angeführt werden, die sich hier bei horizontaler Lagerung der Schichten erhalten bzw. nicht abrutschen konnte.¹⁾

Nach Herrn Dr. MATTH. SCHUSTERS Beobachtung findet sich ein ähnliches Gestein an der Straße zwischen Seelen und Hefersweiler („Goldgrube“) aufgeschlossen. Hier tritt bemerkenswerterweise im Liegenden eines cuselitischen Intrusivlagergangs ein gegen 1 m mächtiges, schwärzlichgraues Gestein auf, das schon äußerlich sich unschwer von dem Intrusivgestein als klastischen Ursprungs unterscheiden läßt. Unterm Mikroskop ebenfalls große Tuffähnlichkeit aufweisend, führt es im Gegensatz zum oben beschriebenen Gestein vorherrschend tonig-glimmeriges Material und zurücktretend Quarzfragmente. Das stimmt recht gut mit dem Umstand überein, daß die intrudierten Schichten an jener Stelle sich aus Tonschiefern aufbauen. —

Derartige Vorkommen sind aber, soweit die ja verhältnismäßig gering tief eingeschnittenen Aufschlüsse an der bestehenden Oberflächenverbreitung dieser in große Tiefe gehenden Gesteinskörper einen Einblick bieten können, als große Seltenheiten zu bezeichnen, während sie als häufigere Begleiterscheinung der Intrusionen theoretisch gefordert werden müssen. Solche tuffartige Einlagerungen im Liegenden von Lagergängen sind daher nicht ohne weiteres als Beweis für effusive Entstehungsart anzuführen; ja es lassen sich sogar Ereignisse der Wiedereröffnung von älteren Intrusionsklüften denken (vgl. S. 84 u. 96), welche darauf

¹⁾ Ähnliche Verhältnisse wurden auch für einen Teil der vertikalen und horizontalen Gangfüllungen im Erzgebiet des Moschellandberges (l. c. Potzberg S. 207) angenommen. Die eingehende mikroskopische Untersuchung des reichlich von dort gesammelten Materials wird die Entscheidung über die l. c. angeführten Alternativen bringen. — Was das „Blasenvorkommen“ betrifft, so erinnere ich in diesem Zusammenhang an das l. c. S. 137 Anm. erwähnte lagerartige Auftreten von Blasen zügen im Innern von Intrusivgesteinen bei Oberhausen und von „mehreren in den Lebacher und Cuseler Schichten der Umgegend des Porphyrmassivs von Münster a. St. eingeschalteten Melaphyrlagergängen,“ was Dr. MATTH. SCHUSTER nach einem kürzlich ausgeführten Besuch des Lagers vom Kahlenberg bei Feil-Bingert bestätigt. Die große Gleichheit in dieser Beziehung mit Effusivlagern läßt annehmen, daß die Expansions- und Druckverhältnisse bei Ausbreitung von Effusivlagern nicht allzu sehr verschieden sein konnten von jenen bei den Intrusionen (vgl. auch l. c. „Pozberg“ S. 159—160).

bei neuen Intrusionen tuffartige Einlagerungen ins Hangende älterer Intrusivlager bringen können, ohne daß am Ort eine Beobachtung dieser Intrusion selbst nachweisbar wäre.

Derartige tuffartige Einschaltungen sollte man aber in größerer Ausdehnung und größter Häufigkeit dann verlangen, wenn man annimmt, daß das Magma bei seinem Durchdringen der Gesteinsschichten auch die ganze Zerreißungs- und Hebungarbeit aus eigenen Kraftmitteln leisten könne. In solchem Detritus mußten auch Teilchen der äußersten, schnell erkaltenden, beständig wieder zerrissenen und in die Kontaktbewegungen hereinbezogenen Magmarinde eingeschlossen werden und den Charakter der tuffartigen Bildungen sehr erhöhen; dieses müßte besonders in den höheren Regionen der Intrusion und deren Endzungen stattfinden, wo einerseits die Stauungen der Bewegungen sehr groß sind, andererseits die Erkaltung des Magmas am weitesten vorgeschritten ist, so daß der Einwurf einer möglichen Einschmelzung und Absorption solcher Produkte nicht mehr vorgebracht werden kann. — Das Fehlen solcher Detritismischungen auch im Hangenden und Liegenden der zahlreichen Intrusionen des Gebiets zwischen Glan und Lauter nach F. DÜLLS mikroskopischen Feststellungen ist — weit entfernt, daß es als ein Beweis der nicht effusiven Natur der Gesteine angeführt werden darf — eher als ein Beweis der tektonischen Vorbereitung der Intrusivwege aufzufassen.

Dem oben erwähnten Zurückfallen der Intrusionen auf die Liegendgrenze würde nun die Aufstellung C. BURCKHARDTS, Geogn. Jahresh. XVII 1904 S. 31, widersprechend sein, wonach das Cuselitlager vom Remigiusberg an seinem Nordost- wie Südostrande in höheres Niveau einschneide. Es ist aber zu betonen, daß das nordwestliche, in höherem Niveau liegende Stück ein eigenes Lager für sich darstellt, das für sich seinen höheren Horizont bis zum beiderseitigen Abschluß beibehält und eine breite Unterbrechung gegen die Hauptmasse am Rammelskopf aufweist. — Obwohl beide zweifellos in der Tiefe im Zusammenhang sind, halte ich das Emporrücken östlich des Glans für eine Begleiterscheinung des kongruent mit jenem wieder auftauchenden nördlichen Teilsattels zwischen Altenglan-Gattersbach und Bistrichwald, entsprechend dessen Nordostende, in Ablösung der Hirschfeld-Sulzkopf-Intrusion wieder in tieferen Niveau nach Welchweiler zu neue Intrusionen auftreten (vgl. We., Beilage zu S. 81). Wie dies nicht für die selbsttätige Hebung, sondern für die Abhängigkeit von der Tektonik spräche, so gilt dies auch für das Südostende des Remigiusbergzuges, das vom Rammelskopf-Lageregang entschiedener gangartig abgesetzt, in die nach NW. konvex ausbiegenden Breitenbacher Schichten eintritt, sodann aber in dem nördlich bei Etschberg einlaufenden Nordteilsattel (die hierselbst eckig werdende Umbiegung des Potzbergmantels halbierend) einbiegt; auch hier liegt die tektonische Vorbereitung auf der Hand; es ist zwar keine Überschneidung, es ist ein Durchbruch.

Das Zurückfallen der Intrusivmassen auf die Liegendgrenze beim seitlichen Auskeilen würde also auch auf eine gewisse Vorbildung des Aufstiegsweges und -raumes der Intrusionen mit einer kurzen, nicht wenig wichtigen Eigengeschichte hinweisen. Wegen weiterer Überschneidungserscheinungen vgl. unten Kapitel 8.

7. Tektonische Vorbereitung der Intrusionen und magmatische Nachhilfe.

Wir möchten hier nur kurz das Maß der eigenen Tätigkeit des Magmas bei diesen Überschneidungen erörtern, sowie uns über die tektonische Vorbereitung der magmatischen Einpressungen überhaupt eine schärfere Vorstellung machen.

Wir nehmen an, daß der ganze Sattel bei seinen längs- und quergestellten Teilsätteln, besonders in den späteren Stadien der Schichtenaufrichtung, längs und quer von einer starken Aufstauchung und Aufblätterung erfaßt wurde, welche notwendigerweise überwiegend im Hauptstreichen des Sattels verlaufen mußte. Dieser Vorgang führt aber nicht nur zu einer großen Lockerung des normalen Schichtgefüges, sondern auch zu Durchbrechungen, welche wegen der wechselnden Einschaltungen und infolge des Auskeilens größerer Schichtmassen an starken Diskordanzflächen häufiger als sonst in deren gradflächiger Fortsetzung die diesen Auskeilungen benachbarten Schichtenkomplexe zwar streichend, aber unter flachem Winkel durchbrechen und durchkreuzen müssen; — ganz abgesehen von den häufig zu beobachtenden, halbrechtwinkelig von den Hauptsprungflächen abzweigenden Seitensprengungen, die also auch in das homogene Schichtengefüge flach einschneiden.

Hiermit sind die Vorbedingungen aller Überschneidungen gegeben; die Begleiterscheinung ist eine Lockerung des Gefüges, welche besonders an Stellen stärkerer Druckdurchkreuzungen im Gefolge von Schichtenumbiegungen oder queren Einfaltungen sich kombinieren und massenhafte Teilaufblätterungen in örtlich vereinzelter Steigerung ihres Maßes hervorriefen.¹⁾ — Diese immerhin noch verhältnismäßig kleinen Lüpfungen benützt das Magma unmittelbar und mittelbar, drückt die zahlreichen offenen Fugen im Hangenden und Liegenden zusammen, was keine zu große Arbeitsleistung verlangt, da sämtliche „Luftfugen“ stationär sein konnten, d. h. durch die mit der Sattelbildung neu und definitiv geschaffenen Lagerungsverhältnisse nicht unter einer großen Belastung standen, sondern ihre Gesteinsgewölbe auf den Seitenpfeilern gestützt aufruhten, so lange als keine neuen, die Gleichgewichtsbedingungen störenden Bewegungen eintraten. — Das Magma verdichtete also wieder seine Nachbarschaft im Hangenden und Liegenden durch Eigendruck, wonach nur ein Teil der zunächst hangenden brüchigen Partien örtlich als eine verhältnismäßig geringe, schwebende, dem Magma anhängige Belastung anzunehmen ist. Die Teile des Gebirges, welche nicht vom Magma derart erfüllt und verdichtet wurden, mußten später, nach Eintritt größerer Verwerfungen innerhalb der einzelnen Schollen, ihrer tragenden Seitenstützen beraubt, zusammensinken und sich wieder zusammenfügen, sofern nicht mineralische Ausfüllungen inzwischen oder nachträglich eintraten (vgl. z. B. Potzberg, l. c. S. 218—219 und unten S. 91 Anm. 2).

Ich glaube, daß nur in diesem Anschauungs-Zusammenhange die höchst eigenartige, nirgends zu verkennende alternierende Verteilung der Lager-Intrusionen zu verstehen ist, die ihren Raum in einer Wiederverdichtung der durch die Antiklinal-Tektonik geschaffenen Aufblätterung des Schichtgefüges gefunden hat. Diese Verdichtung verlangt einen gewissen Radialabstand stärkerer hangender und liegender Lager; in einer zunächst in Betracht kommenden mittleren Region zwischen solchen kann natürlich keine Intrusion von einiger Bedeutung eintreten, dagegen aber wieder seitlich von dieser, wo der Andrang des flächenhaft-netzartig den Sattelkörper unterflutenden Magmas durch die ersterwähnten beiden Intrusionen keinen Ablauf erfahren konnte. Hierdurch ist die Anlage zur Quincunxstellung gegeben. Es ist nun die Frage, was die seitlich gleich weite Erstreckung hangender und liegender Intrusionen verursacht hat; es kann das nur auf gesonderte streichende Lockerungen in gewissen radialen Breitenzonen zurückgeführt werden und in solchen

¹⁾ Dies schließt auch ein, daß die aufgerichteten Schichten (Kuppen und Sättel) scharf durchschneidenden Tiefenverbindungen des Magmas einen sehr wechselnden netzförmigen Verlauf annehmen müssen (vgl. oben S. 81 Anm.).

sehe ich nichts anderes, als den Beginn, die Hemmung bzw. die Umkehrung des Vorgangs, der an anderen Stellen zu den quer gestellten Sätteln und Mulden geführt hat (vgl. „Schema“ in Beilage zu S. 81). Der Pfälzer Sattel stand nicht nur unter einer nordwest-südöstlichen Kompression, sondern auch unter einem schwächeren südwest-nordöstlichen Druck (S. 112) und ist eigentlich eine ellipsoidische Sattelkuppe. — Die lagerhaften Intrusionen sind daher getrennt durch senkrecht zum Streichen gestellte „radiale“ „Linien“ mangelnder Aufstauchung; diese kann man bezeichnen als „Leitlinien des Wechsellersatzes der Intrusionen, sowohl was ihr Auftreten an und für sich betrifft, als was das Vorkommen reziproker und korrespondierender Mächtigkeitsentfaltung anlangt.“¹⁾ Nach dieser Anschauung können Intrusivlager nur so dick werden, als es die Verdichtung der im Hangenden und Liegenden einer zur Intrusion geeigneten Spalte näher und weiter gelegenen Aufblätterungen möglich sein läßt. Zur Intrusionsspalte wird jene Aufblätterungsfuge, welche ihrer primären Weite nach für den Grad der Viskosität des Magmas am geeignetsten ist.

Instruktiv für diese Verhältnisse ist auch die Betrachtung der intrusionsleeren Mittelregionen, welche einerseits Regionen starker Verdichtung, andererseits Regionen der Ladungsablenkung sind oder sein können: 1) die Alsenzer Mitte (Als.), 2) die Finkenbacher Mitte (Fi.), 3) die Glan-Lauter-Mitte, 4) die Deslocher Mitte (Dsl.) nördlich Meisenheim Mm., 5) die Steinbach-Glan-Münchweiler Mitte (Steinb. und Glan-M.) und endlich 6) die Ottweiler Mitte (Ottw.). — Die Verbreitung von 5) zeigt die Südflanke des Sattels völlig intrusionsfrei; ich habe die Verbreitung dieses Synklijalgebiets als eine durch die tektonischen Vorgänge nicht stark berührte, also nicht übertiefte Mulde (vgl. Potzberg l. c. S. 119) aufgefaßt, woher es zu kommen scheint, daß von ihr aus als einer in ursprünglichen dichtem Zustand verbliebenen Masse auch keine Intrusionen in den Potzberg und Höcherberg seitlich abgelenkt wurden, während von Norden her in den schwach gehobenen Teilsattel der Steinbacher Senke die Petersheimer Intrusion aufsteigt und dort ihr Ende findet. Im südlichen Bereich des Gebietes konnten freilich recht wohl Intrusionen eingedrungen sein, sie dürften aber, da hier der Übergang zu der südlichen Längsmulde in einer streichenden eckigeren Abbiegung von der queren Mulde vorliegt (vgl. unten S. 101: Die Rolle der Mulden) mehr in der Tiefe zurückgehalten worden sein; vielleicht wurden sie auch in einer Überschneidung dieser Schichtenflexur flacher nach dem Sattellinnern abgelenkt, statt auf kürzerem Weg in den jetzt vorliegenden Erosionsraum zu treten. — Vielleicht konnten solche in der Tiefe stecken gebliebene, streichend angeordnete Intrusionszüge das merkwürdige Phänomen der Überkipfung zwischen Reichenbach und Waldmohr örtlich steigern (vgl. Potzberg l. c. S. 105—110), welches als das höchste Maß der aufrichtenden Schichten-Stauchung betrachtet werden kann und einzutreten vermag, wo eine Überstürzung infolge steiler Flankenlage und geringer Belastung z. B. in der Mittelregion zwischen Synklijal- und Antiklijalachse, möglich ist.²⁾ Jedenfalls wirkte die Ladungsablenkung nach der Linie Donnersberg—Nohfelden (S. 71) mit.

¹⁾ Es ist nicht nötig, besonders hervorzuheben, daß, da der Sattel in umgekehrt kahntartigem Abschluß auch nach NO. einfällt (vgl. in der Beilage auch den Verlauf des die beiden Längs-Mulden andeutenden Grenzmelaphyrs), die Leitlinien sich auch — allerdings schwächer — im Innern des Sattels parallel der Antiklijalachse äußern müssen. In manchen Fällen erscheinen auch diese Leitlinien als richtend für spätere kleinere und größere Störungen, wie wir dies auch oben für die mittlere Region zwischen Syn- und Antiklijalachse der queren Kuppe nicht nur für die engeren Gebiete der beige-fügten Übersichtskarte erkannt haben, sondern auch für die queren Einfaltungen des westlich der Lauter gelegenen Teils des Pfälzer Karbonsattels schon früher nahelegten. Es ist natürlich, daß die nach den Intrusionen vorliegende höchste Verschiedenheit der Belastung zu seiten dieser „Leitlinien“ alle Senkungsklüfte nach ihnen einlenken lassen mußte (S. 93).

²⁾ Es war jedenfalls die Faltung des Oberrotliegenden die Begleiterscheinung der Überkipfung (vgl. „Pozberg“ l. c. S. 107), falls diese als eine Äußerung einer allgemeinen Faltungsperiode angesehen werden darf. Ihr örtliches Vorkommen läßt aber vielleicht die Annahme berechtigter sein, daß man es hier mit einer Steigerung einer in jedem Falle angenommenen Randflexur des Sattels (vgl. l. c. 1905 S. 109) zu tun habe, welche eine naheliegende Ursache im Zusammensitzen der unausgefüllten Lüpfungen des östlichen Höcherbergs und des Potzbergs hätte; dieses würde nach der Seite der tieferen und breiteren südlichen Oberrotliegenden-Mulde in starkem Maße wirken und die steile Flexur zum Überkippen

Auch die Ottweiler Region 5) ist völlig frei von Intrusionen, während zunächst der Triasgrenze zwischen Schmittweiler, Waldmohr, Bexbach, Elversberg, Dudweiler, Quierscheid eine Anzahl allerdings kleinerer Intrusionen zum Teil am Südrande des Sattels (Waldmohr-Bexbach), zum Teil (Elversberg-Quierscheid) zunächst der Antiklinalregion die Fortsetzung der magmatischen Unterflutung des Gebirges beweisen. — Hier dürfte folgendes vorläufig hervorzuheben sein, während ein weiterer Grund erst unten (S. 103) behandelt wird: Die Ottweiler Mitte entspricht einer mittleren Tiefenregion des auf Kosten der queren Verbreitung des Unterrotliegenden breit herausgehobenen nördlichen Sattelflügels aus eigentlichen Karbongliedern; die Lagerung ist ziemlich flach, durchschnittlich 20° , eher etwas weniger, während in der Region zunächst der Antiklinale 40° , wie beim Potzberg, den Durchschnitt bilden. Es ist verständlich, daß eine rasche Verdichtung vor der Intrusion hier in den tiefsten Schichten unter der sehr hohen Belastung ebenso nahe liegt, also eine primäre Schichtlockerung vielleicht nur in geringerem Maße möglich war, daß die Aufblätterungen aber bei stärkerer Aufrichtung der Schichten, wo also die vertikale Komponente der Last die Schichtfugen weniger schließt, stärker und bleibender eintreten können. Hier haben wir auch südlich der Ottweiler Mitte eine Reihe von Intrusionen. — Die gemäß den Erzgangbildungen ebenso aufgeblätterte Potzbergkuppe ist in der Osthälfte offenbar durch den Ladungszug nach dem Hermannsberg-Kiefernkopf, Königsberg und Potschberg beeinflusst. Bei Besprechung der Rolle der Mulden kommen wir nochmals hierauf zurück.

Kurz möchte ich noch auf das interessante Alternieren der Porphyritintrusionen des Bauwaldes (B.W.) und Lembergs (L.Bg.) betonend hinweisen; sie liegen je in einem nördlichen und südlichen Quadranten zweier gekreuzter Leitlinien, während die östlichen und westlichen intrusionsfrei sind. Auch sei hinzugefügt, daß die das Alternieren der Alten-Bamberger (A.B.) und Norheimer (N.) Intrusionen andeutende Leitlinie das SW.-Eck der Ebernburg-Kreuznacher Porphyrmasse deswegen überschneidet, weil diese Masse nach SSW. vor- bzw. überschoben ist.

Es ist überhaupt darauf aufmerksam zu machen, daß die Aufblätterungen in den queren Stauchungsgebieten noch während und nach der Intrusion der Porphyre und Porphyrite angedauert haben, daß die Einschaltung letzterer die Erscheinung zum Teil verstärkt, zum Teil etwas gestört haben mögen.¹⁾ Hierauf führe ich die eingangs erwähnte Häufung der basischen Intrusionen zwischen den Porphyrkernen und in ihrer Umgebung zurück; instruktiv im kleineren Maßstab sind hiefür die Gebiete nordöstlich und südwestlich der Nohfelder Masse. Das nordöstliche Gebiet nach dem Porphyrvorkommen von Niederbrombach (N.Br.) zu scheint das intrusionsreichste Gebiet des an solchen im allgemeinen armen Nordflügels der Nahetalmulde zu sein. — Auch diese Armut läßt sich nach unserem Ausgangspunkte verstehen; für ein selbständig arbeitendes Magma wäre wohl keine günstigere Region als diese zu denken; hier haben wir aber die Anlagerungsfläche an das uferbildende Devon, welches auch zugleich bei der Faltung die Druckwände des seitlichen Gebirgsdrucks bildete. Hier wird die Wirkung dieser Wand überwiegend eine einfach hebende und emporrichtende, dabei eher eine verdichtende sein; an diesem Randausstreichen erleiden die Schichten wenigstens in der Längsrichtung der Faltung keine starken Gegenwirkungen und etwaige in der Quere eintretende Beeinflussungen dieser Art summieren sich nicht mit solchen parallel dem Hauptstreichen der entstehenden Mulden wirkenden! — Wie l. c. Potzberg S. 122 ausgeführt wurde, treten erst die Schichtstauchungen in erhöhtem Maße und mit der Aussicht auf längere Dauer in dem zwischen beiden Mulden aus dem Ablagerungsbecken sich emporhebenden mittleren Sattel ein, wegen der von beiden Muldenräumen her anzunehmenden Gegenwirkungen. Statische Verhältnisse zur längeren Erhaltung der Schichtaufblätterungen gibt es an dem Randausstreichen der Mulden nicht. Hiergegen zeigt diese

bringen. Ich werde darin um so mehr bestärkt, als kürzlich Dr. L. WAAGEN (vgl. Verhdl. d. K. K. geol. Reichsanstalt 1907 Nr. 5 S. 99—121) gerade die Massendefekte aufgefalteter Kontinente als Ursache von Niederbrüchen erklärt, welche in schief nach abwärts gerichtetem Druck auf das Vorland nach der anliegenden Synklinale zu, sowie auf diese selbst wirken müssen, insbesondere bei einseitig gefalteten Gebirgen, wie dies unser Pfälzer Sattel schon nach der ungleichartigen Anlagerung und Ausbreitung der Trias in den nördlichen und südlichen Oberrotliegenden-Mulden zu sein scheint. Wenn auch die allgemeine Anwendung derartiger Schubkräfte zur Erklärung des Auftauchens von Kontinenten aus dem Meere einige Bedenken erregen dürfte, so ist ihre Wirksamkeit örtlich kaum in Zweifel zu ziehen; es ist das ein spezieller Fall der „Gleitbewegungen“ hoch und einseitig aufgestauter Gebirge (vgl. unten S. 114), welche in unserem Falle jedenfalls noch mitwirkten.

¹⁾ Im allgemeinen fügen sich aber die Porphyrmassen vom Buchwald (B.W.) bei Nohfelden, vom Königsberg (K.), Hermannsberg (H.), vom Donnersberg (Do.) und Krähberg (Kr.), von Rotenfels (Ro.) bei Ebernburg-Kreuznach recht gut dem Netz der durch die basischen Gesteine gegebenen Leitlinien ein.

Nahetal-Mulde in ihrer Synklinalregion eine gewaltige, mit 500 m Mächtigkeit nicht überschätzte Effusivmasse, welche sich nach dem Südwestende der Nahetalmulde gewaltig steigert, also wohl in der Nähe der Porphyrintrusion von Nohfelden ihre Durchbrüche hatte — (die Ablagerungs-Verschiebung der höheren „Zonen“ dieser Masse nach Süden scheint anzudeuten, daß auch die Sattelanlagerungsregion bei noch fortdauernder Gebirgsbewegung für Durchbrüche [S. 103, 105 Z. 13] geöffnet wurde) —, andererseits zeigt dieselbe Mulde wieder in der Nähe der Kreuznacher Porphyrmassen eine starke Steigerung der Effusion, was den allgemeinen tektonischen Zusammenhang von Intrusionen und Effusionen dartut. — Gleiches gilt in hohem Maße vom Donnersberggebiet (vgl. S. 102).

Nach Abschluß der Intrusionen und Mineralisationen ist dann in dem gelockerten Gebirge sekundäre Verdichtung eingetreten, die teilweise die Kompensation zwischen Volumen und Dichte (bzw. Gravitation) erreichte; die Richtungen der primären Dichte, die in der Beilage zu S. 81 durch die Leitlinien gekennzeichnet sind, werden darnach auch Leitlinien der Verwerfungen da, wo die Kompensation keine völlige ist, oder da, wo die Kompensation der Dichte nicht auch zugleich die der Gravitation ist.

Bezüglich der hier anzuschließenden Betrachtungen verweise ich auch auf Potzberg l. c. S. 260, wo ich kurz die mit meinen in der Erläuterung z. Bl. Zweibrücken 1903 S. 130 u. 175 skizzierten Auffassungen im wesentlichen zusammenfassenden Ausführungen von MILCH über den „möglichen Zusammenhang zwischen der Dichtigkeitsverminderung in der Erdkruste und der Entstehung von Tiefengesteinsmassiven“ (Zentralbl. f. Min. 1904) als klärende Darlegungen referierte.

Der Erklärung auf Grund der mit einer randlichen Aufstauchung verbundenen Aufblätterung und der magmatischen Verdrängung der gelüpfen Fugen besonders ins Hangende widerspricht bei Niederkirchen nicht die Zunahme der Breite des Ausstreichens der Alsenzschichten von SW. nach NO. im Bereich der Intrusion, obwohl dabei zu berücksichtigen ist, daß sie sich im Verlaufe nach NO. mehr und mehr dem Sattellinnern nähert, daher eine größere Fläche bei einer Firstlagerung einnimmt, als beim Flanken-Querschnitt im Verlauf der äußeren Randzone des Sattelflügels. Diese Flächenbreite wird (zum Teil mit horizontaler Schichtlagerung) auch zwischen Reichsthal und Schönborn eingehalten bzw. noch vermehrt, auch ohne daß eine intrusive Einschaltung vorhanden wäre (vgl. unten S. 98). — Andererseits darf das oben erwähnte Mißverhältnis in der Mächtigkeit des äußeren Begleitlagers vom Eulenbergzug sowohl auf den Ladungsentzug durch die Intrusion der stärker peripher aufgeblätterten Hohlbornerhof-Kuppe, als auch auf die notwendig eintretende Verdichtung zwischen dieser stärkeren Intrusion und der Niederkirchner Hauptmasse bezogen werden.

8. Die Überschneidungen in der Umgebung des Niederkirchner Gebiets.

Die Niederkirchner Masse selbst zeigt beide oben besprochenen Erscheinungen der Überschneidung. Während die Masse in ihrer mittleren Verbreitung eine gleichmäßige Liegendgrenze oberhalb des Beginns der Odenbacher Schichten einhält, tritt das östlich auskeilende Ende viel näher an diese Grenze heran, während das westliche im Kaulbachtälchen noch tiefer über sie hinaus in die Odenbacher Schichten sich einkrümmt. Es ist dies die Stelle, wo einerseits der Randkuppenzug vom Elkenknopf her endet, mehr im Sattellinnern die quere Einmuldung zwischen Sellberg und Potschberg auftritt, andererseits mit der Potschberg-Masse die in südwestlicher Folge „alternierende“, tiefere Intrusion an Stelle der Niederkirchner Masse einsetzt (vgl. oben S. 81).

Das Bild des Zurückweichens der Hangendgrenze eines Lagers nach dem Liegenden zeigt das Nordost- und Südwest-Ende des Niederkirchner Hauptlagers.

Das äußere Begleitlager zeigt eine Überschneidung an der Reichstaler Ecke nach dem Messersbacherhof-Zug hin. Es überschneidet aber hier mit einer verstärkenden Zerteilung in zwei Züge den nordöstlichen Muldenwinkel. In besonders schöner Weise zeigt sich aber eine Überschneidung an dem Südosteck der Hohlbornerhof-Kuppe. Wir haben die Steinbach-Seite und die Buchbrunn-Seite dieser Sedimentkuppe unterschieden. In deren Ecke hinein hat sich eine schwache Fortsetzung des im Hauptstreichen liegenden Buchbrunnzugs getrieben, während die ganze übrige Masse bis zur Steinbachseite eine eigentliche diagonale Hangend-Grenzlinie erkennen läßt; es ist also eine Überschneidung mit schwacher Knieapophyse.

An der dieser südöstlichen Überschneidungsecke der Kuppe gegenüberliegenden Elkenknopfumbiegung zeigt sich mit der Umbiegung auch eine Zerteilung des eruptiven Lagers in einige nur wenige Meter voneinander entfernte Züge, wobei die Hauptmasse sich in der tiefsten Apophyse fortsetzt, welche in besonders scharfer Weise die Schichten seitlich überschneidet. Es zeigt sich hierin also eine Modifikation der Lagergestaltung, welche besonders an den Eckpunkten der durch die Kreuzung des Längssattels und der Quermulden entstehenden rundlich-eckigen Schichtenkuppen leicht verständlich ist. Die Entstehung der Schichtenkuppen, mit ihrer sie mehr oder weniger kräftig begleitenden Zerspaltungs- und Lüpfungsvorgängen ist daher die Voraussetzung der Intrusion. Eine Entstehung von solchen Kuppen in einer Periode nach der Intrusion — also in einer Zeit schon lange vorhandener starker Zerklüftung des Sattels — halte ich überhaupt für undenkbar, weil die von jenen durchsetzten Schichtenmassen vor allem eine im großen und ganzen so regelmäßige Gestaltung kleiner Kuppenkörper völlig ausschließt (vgl. S. 99). Alle Seitendruckbewegungen müssen sich auch an den die Schichten schroff und heterogen durchschneidenden Eruptivpfeilern und -wänden entweder steil ablenken oder müssen sich in seitlichen Verschiebungen auf entweder queren oder streichenden Klüften auslösen, wie ich dies für die Sedimente in der Umgebung des Königsbergs dargelegt habe (vgl. Potzberg l. c. S. 150 und Nachträgl. Bemerk. auf S. 232—233);¹⁾ ebenso halte ich die Entstehung der Rutschspiegelflächen mit liegenden Schubstreifen als Folge solcher Druckvorgänge, welche daher eine regelrechte Kuppenbildung nicht erzielen können.

9. Verschiedenartige Zerklüftungen der Intrusivgesteine des Gebiets.

Wir kommen nun in diesem Zusammenhang auf die kurze Erörterung der verschiedenen Kluftsysteme der Eruptivmassen und der darauf möglichen späteren Vorgänge. Im ganzen und großen haben die Eruptivgesteine auch im Niederkirchner Gebiet die bekannte, auf den im Hangenden und Liegenden streichend angelagerten Schichtmassen senkrechte Hauptzerklüftung, welche in gewissem Gegensatz steht zu den vielen unregelmäßigeren, schwächer einfallenden und flacheren Kluftbildungen der umgebenden Sedimente selbst.²⁾ Doch ist zu betonen, daß auch im Innern der letzteren

¹⁾ Vgl. auch meine Profilskizze durch das Breitenbacher Flötz bei Wolfstein, welche in den Erläuterungen zu Bl. Kusel der geogn. Karte Bayerns ihren Platz finden wird, und „Pötzberg“ l. c. S. 233.

²⁾ Ein Handstück, das ich an der Hangendgrenze der ganzen gewaltigen Niederkirchner Masse sammelte, zeigt die Begrenzungen einer deutlich säulenförmigen in das Sediment sich etwas fortsetzenden Zerklüftung. Das Sediment, ein sehr feinsandiges, diskordant gelagertes Tongestein, ist, trotzdem die Lagerungsstreifen ohne irgend welche Störung bis an das Eruptivgestein heranreichen und fast an ihm anstoßen, in einem nicht ganz 2 mm breiten Kontaktstreifen mit dem am Salband faziell veränderten Tholeiit engstens verwachsen, ohne daß allerdings die Grenze zwischen beiden Gesteinsarten irgend eine Verwischung erfahren hätte. Diese hier sehr schmale Grenzregion macht äußerlich den Eindruck des oben S. 88 beschriebenen blasigen, Tonstein-artigen Gesteins.

und ohne Zusammenhang mit dem Intrusivgestein eine ausgesprochene Zerklüftung erkennbar ist, welche von tektonischer Entstehung als eine radiale Zerklüftung bei der starken Aufbiegung der Sedimente bezeichnet werden muß. Auf diesen radialen Zerklüftungen finden nun sehr viele Dislokationen der Sedimente statt und es ist natürlich, daß da, wo solche die Intrusivmassen durchkreuzen, auch die Hauptzerklüftungsflächen der letzteren zu Bewegungsklüften werden können. Die Übersichtskarte zeigt, wie die ganze Bergmasse zwischen Becherbach, Niederkirchen und Kaulbach von ungefähr radial verlaufenden, strahlenförmig nach dem Königsberg zu gerichteten Störungen durchsetzt ist. Die Porphyrintrusion des Königsbergs hat nur insofern eine Beziehung zu der Richtung dieser Klüfte, als sie das Zentrum der großen Schichten-aufbiegung des Sattels kennzeichnet, welche hier mit einer Emporhebung karbonischer Sedimente besonders stark auf die Zerklüftung der umgebenden höheren Sedimente eingewirkt hat. Zwei Haupt-Radialverwerfungen, die Sterzelberg-Verwerfung und die Ginsweiler Verwerfung, welche ungefähr bei Tiefenthal aufeinanderstoßen, lassen aber die große Anzahl kleiner Störungen zwischen beiden den Königsberg selbst durchaus gar nicht berühren. Auch die zwischen dem Sterzelberg und Kreimbach durch das Niederkirchner Massiv hindurchsetzenden Verwerfungen erreichen den Königsberg selbst nicht und werden von kleineren streichenden Störungen abgelöst, was eben beweist, daß diese Störungen keine queren Verschiebungen, sondern vertikale Dislokationen sind. Eine streichende Störung dieser Art mündet bei Kaulbach in das Kartengebiet und bewirkt so, daß eine außerordentlich starke vertikale Dislokation im Oberrotliegenden fast völlig abgeschnitten wird, d. h. daß das Maß der Seitenverschiebung im Grenzlager nicht in das Innere des Sattels vordringt (vgl. auch das Verhalten der Teilsattellinie S. 85 und ähnliche Resultate bei der Betrachtung des Verlaufs der Gangloffer Odenbach-Reifelbacher Vertikalgänge S. 75 Anm. 1).

Diese Störungen sind nun alle viel jünger als die Intrusionen. Sie benützen, wie gesagt, auch die Haupt-(Kontraktions-)zerklüftung der Intrusivgesteine. An keiner Stelle ist weiterhin deutlich, daß die Intrusionen auf größeren Vertikalspalten als Dislokationsspalten im gewöhnlichen Sinne aufgestiegen sind. Ich habe die Ansicht vertreten, daß zu der Zeit des Aufstieges der porphyrischen und der basischen Magmen „eigentliche Verwerfungen“ den Sattel noch nicht durchsetzt haben. Um so mehr müssen die Spalten, in welchen die Magmen aufgestiegen sind, für sich erklärt werden.

Die Hauptfugen der magmatischen Einpressungen sind jedenfalls auf den Sattelungsvorgang selbst zurückzuführen, der ein unmittelbar vorher als Ablagerungsgraben gestaltetes Gebiet in einer mittleren oder inneren Längsregion in einen Sattel umzukehren bestrebt war (S. 112). Die verschiedene physikalische Beschaffenheit der klastischen Sedimente mußte nach Beginn der Verfestigung der zuletzt abgesetzten Gesteine (den älteren Stadien der Diagenese) in viel größerem Maße wirken als nach der vereinheitlichenden Wirkung vollendeter Verfestigung. Verschiedenartige Zusammenpressung und Ablösung physikalisch verschiedener Komplexe hat jedenfalls hier in ausgedehntem Maße mitgewirkt. So mögen Schichtenverschiebungen an Schichtflächen wohl stattgefunden haben, wirkliche Lüpfungen, die als Lagerungsveränderungen bezeichnet werden können, aber wohl unter den Begriff „Dislokationen“ nicht zu fassen sind. Gewisse nicht zu leugnende Unterbrechungen der z. B. im Hangenden und im Liegenden der Lagergänge zu beobachtenden Schichten, soweit sie nicht ursprünglich aufeinander liegend gedacht werden können, müssen einerseits auf solche tangentielle Verschiebungen auf Schichtflächen zurückgeführt werden,

dürften andererseits aber auch, wie (l. c. S. 142 und Nachtrag S. 221) für das Profil von Relsberg ausgeführt wurde, darin ihre Erklärung finden, daß in die vorhergebildeten schwachen Hohlräume Abbröckelungen der gelüpfte Flächen stattfanden, die entweder in kleineren Schollen von dem Magma später umschlossen wurden, meist aber offenbar auf dem Boden der geöffneten Fugen schon vor der Intrusion in größere Tiefe absinken konnten.

Auf ganz dieselbe Erklärungsweise kann nun nicht jene Kluftzerreißung der Intrusivmassen selbst zurückgeführt werden, in welcher — wie gerade in der Niederkirchner Masse — gering mächtige Gänge einer etwas jüngeren Intrusionsperiode aufgestiegen sind. Ich meine hiermit die zum Teil schon lange bekannten, von MATTH. SCHUSTER als Aplit- und Cuselitgänge beschriebenen Gangeinschaltungen. Erstere treten vorzugsweise und stark im Zentrum der ganzen Masse auf, nach der hangenden Grenze zu scheinen sie nur außerordentlich fein das Gestein zu durchschwärmen; sie kommen aber, wenigstens die Aplitgängchen, nicht in den hangenden oder liegenden Apophysen vor. Gleichfalls fehlen sie auch in den Gesteinen der Hohlbornerhof-Kuppe, des Imsweiler Zuges, des Eisenhutberges und des Bittenbacher Berges oder treten wenigstens dort gegen ihre Verbreitung bei Niederkirchen sehr zurück. Ihr eckiger Verlauf innerhalb der Intrusivgesteine (vgl. z. B. das Bild ihrer Ausbreitungsart vom Bahneinschnitt am Götzenfels bei Ebernburg auf S. 56 dieses Jahrg.) beweist, daß diese zur Zeit des Emporstiegs der Gänge schon bei einem gewissen Stadium der beginnenden Verfestigung angelangt waren, wo Zerreißungssprünge gerade noch erhalten bleiben konnten. Die vertikalen Klüfte haben öfters einen eigentümlichen welligen Verlauf, neben solchen gibt es auch unter geringem Winkel gegen die Horizontale geneigte Klüfte, welche, wie es scheint, durchgängig größere Mächtigkeit besitzen als die vertikalen (man vergleiche die Abbildung 14 auf S. 51 dieses Jahrgangs). Es ist kein Zweifel, daß die Entstehung dieser Kluftöffnungen einem nicht unbedeutenden Vorgang zu verdanken ist, der trotzdem nur lokale Bedeutung erlangen konnte und zwar an jenen Stellen hauptsächlich wirkte, wo die größte Stärkeanschwellung der ersten magmatischen Intrusion auch innerhalb des umgebenden Schichtenkörpers die größte Veränderung in dessen Lagenordnung voraussetzt.¹⁾ Es ist hierbei gleichgültig, ob man annimmt, daß das Tholeyt-Magma die Schichten völlig aus eigener Kraft verdrängt hat oder ob seine Wege und sein Rauminhalt in einem gewissen Umfang schon vorbereitet waren; sicher hat es erweiternd gewirkt und vorhergegangene Lüpfungen, Lockerungen des Schichtverbands, Lageveränderungen (vgl. oben) bei der Sattel- und Kuppenentstehung vermehrt. Es wurden dabei wohl auch durch die Intrusion selbst vom Dache abgelöste kleinere Schollenkomplexe, so lange die Intrusion dauerte, in schwebender oder schwimmender Lagerung gehalten, die dann beim Nachlassen des Intrusionsauftriebs wieder einem Gleichgewichtszustand, einer Ruhelage zustrebten oder als Last auf die schwach gefestigte Magmakruste wirkten. Andererseits müssen auch innerhalb der Intrusivmassen, zwischen dem schon auskristallisierten Teil derselben und dem noch nicht auskristallisierten bei Verringerung der Expansionswirkungen und bei Verlust von Gasen und Dämpfen endlich Differenzen auftreten, welche wiederum eine Ausgleichung mit der Lagerungsordnung der Sedimente verlangen. Weiterhin ist bei den oben betonten Korrelationen, welche zwischen den einzelnen Intrusionen bestehen und welche insbesondere auch zwischen den Intrusionen des Sattels und den

¹⁾ Ausgeschlossen ist von vornherein die Annahme jeder selbständigen, vom Aplit-Magma selbst eingeleiteten und durchgeführten Zerreißung.

Effusionen in der anliegenden Mulde anzunehmen sind (vgl. unten S. 103), nicht zu verkennen, daß ein korrespondierendes Auf- und Abwogen der Magmen in den Eruptivwegen benachbarter Intrusionsgebiete möglich ist, welches wiederum in erster Zeit der Gesteinsverfestigung auf den geringen Zusammenhalt jener Massen wirken mußte, die als nicht mehr ganz gefestete Sedimentdecke das Hangende bildeten. Solche Vorgänge, glaube ich, sind im großen und ganzen nicht nur die Ursachen jener älteren regellosen Zerreibungen in den Kerngebieten der größeren Intrusionen, sondern auch wieder die Ursache von Druckerscheinungen auf die in der Tiefe noch flüssigen Magmen, also von Senkungen im Innern und in der näheren Umgebung der Intrusivmassen selbst. Die flach liegenden Klüfte wurden dadurch etwas erweitert, die mehr steil stehenden behalten aber dabei einen gleichmäßig schmalen Verlauf.¹⁾ Es können daher noch intrusive Nachschübe gedacht werden, deren Ursache nicht lediglich in einem primären magmatischen Auftrieb selbst liegt, sondern in Verhältnissen des Gebirgsdrucks. Jedenfalls ist das hervorzuheben, daß die Zerklüftung, welche den in Rede stehenden Nachschüben die Wege bereitete, sich im Verlauf und in der Stärke des Auftretens recht wesentlich von jener unterscheidet, welche als die Abkühlungszerklüftung, senkrecht auf den hangenden und liegenden Schicht-Grenzflächen stehend, erkannt werden kann. Diese ist hier überall gut ausgeprägt und durchschneidet die ganze Masse gleichmäßig samt den erwähnten Aplit- und Cuselitnachsüben als Folge eines viel jüngeren Vorgangs (vgl. S. 51, Fig. 14). Zu erwähnen ist nur, daß in dem Bereich der eingeschalteten Gänge, soweit sie aufrecht stehen, öfters eine Häufung dieser vertikalen Erkaltungsspalten zu bemerken ist.

Es ist ganz selbstverständlich, daß solche Zerreibungsspalten und Senkungen ihres Liegend-Gesteins, wie wir sie für das Innere der Niederkirchner Hauptmasse annehmen, nicht bloß auf letztere beschränkt sein können, sondern sich auch auf die Ausläufer der Magmenverzweigungen fortpflanzen; hier müssen sie, soweit sie, wie erwähnt, von zusammensitzenden Senkungen im Innern des noch ursprünglich aufgelockerten und von den auf- und abwogenden Magmenzudrang wechselnd beeinflussten Schichtensystems begleitet sind, als an einer Diskordanzfläche des Aufbaues sich wirksam äußern. Hier werden sich also besonders die älteren Apophysen-Einschaltungen der ursprünglichen Intrusion öffnen können, sich seitlich und aufwärts erweitern und sich von neuem mit Magmen späterer magmatischer Differenzierung erfüllen; soweit sie völlig neu sind bzw. soweit die ältere Intrusion nicht emporgedrungen ist wie dies für einige Aufschlüsse von Hefersweiler zu gelten scheint, werden sich neue Apophysenfortsetzungen bilden, die mit der Hauptmasse eine Einheit erreichen oder behalten oder, soweit sie über die älteren Apophysenenden nicht hinausreichen, einen petrographisch gemischten Apophysenkörper von lediglich äußerlicher Einheit herausbilden (vgl. S. 93).

10. Über die Art der Beziehungen der Intrusionen zu den Schichtkuppen.

Die verhältnismäßig geringe Eigenbeteiligung des Magmas an der tektonischen Ausgestaltung des umgebenden Schichtensystems scheint mir in der Niederkirchner Masse geradezu paradigmatisch — wenigstens, was den Pfälzer Sattel anlangt —

¹⁾ Ich erinnere hier an die Erklärung der Entstehung der Mineralgänge im Potzberg und die dort wie auch bei den flachen Aplitgängen zu beobachtende Zertrümmerung des Liegenden der Gänge, welche dann zu einer starken Injektion, der „Erzveredelung“ Anlaß gab (vgl. l. c. Potzb. S. 191 Anm., 217, 219, 224—225).

ausgeprägt zu sein. Wenn nämlich das Magma wirklich selbständig hebend den von ihm eingenommenen Raum ohne Mitwirkung gesonderter tektonischer Vorgänge geschaffen hätte, dann sollte man annehmen, daß über jener die Potschberg- und Kiefernkopfmasse quantitativ übertreffenden und intensivere Anzeichen von „Tiefengesteinscharakteren“ führenden Niederkirchner Masse als Zentrum eine nach allen Seiten einfallende, gleichmäßige Schichtenkuppe sich ausgebildet haben müßte. Statt dessen hat ihre Intrusion an der einfachen Sattelflankenlagerung der Schichten geradezu nichts geändert, dagegen erscheint südlich und getrennt von ihr eine sehr reine Schichtenkuppe, wo man nach der ganz geringen Masse und Gewalt der ihren Schichtenzug einheitlich und ringsum nahezu gleichmäßig erfassenden Intrusion gerade keine Aufwölbung der noch mehr in der äußeren Sattelflankenlage liegenden Schichtenreihe erwartet. Auch fand die ganze Intrusion in dem äußeren Mantel dieser Kuppe statt, liegt peripher und nicht zentral, was gerade die völlige Beziehungslosigkeit der Kuppenentstehung und der Intrusionen beweist. Die Hohlbornerhof-Kuppe ist zudem, wie ausgeführt, nur ein Teil eines zwischen Olsbrücken und Rockenhausen in größerer und geringerer Deutlichkeit erkennbaren, von queren Mulden unterbrochenen Sattelzuges, gehört also zum Bauplan des Pfälzer Sattels; sie darf hierin dem Gebirge zwischen Glan und Lauter als ganz analog an die Seite gestellt werden. Was für den ganzen Pfälzer Sattel gilt, daß seinen Intrusionen die Aufrichtung der Schichten vorhergegangen sein muß, dies gilt auch für die kleinen Kuppen, wie die des Hohlborner Hofes, wobei ich ebensowenig in Abrede stelle, daß das Magma noch hebend mitgeholfen habe, als daß nachträglich noch eine schwache Vermehrung der Schichtaufrichtung in prätriadischer wie tertiärer Zeit eingetreten sein kann. — Es ist auch daran zu erinnern, daß die Niederkirchner Masse in einer Übergangsregion von schmal durchschnittener Sattelflankenlagerung der Sedimente zur Sattelfirstlagerung gelegen ist, daß kaum 1 km nördlich und 2 km östlich von ihr horizontale Lagerung herrscht, daß bei einem noch heute bestehenden Einfallen der Schichten von 15° im Liegenden der Masse und $25-30^\circ$ im unmittelbaren Hangenden der Entstehung einer Schichtenkuppe hier ebenso wenig etwas entgegenstand, als zunächst der Mitte des Sattels; man muß sich dabei auch vor Augen halten, daß die Intrusivmasse selbst — nach den abgesunkenen Teilen zu schließen — wenigstens noch 500 m höher reichte und dahin nur um $\frac{1}{3}-\frac{1}{4}$ ihrer wahren Mächtigkeit verlor.

Unsere Auffassung der ursächlich und zeitlich gemeinsamen, sowie in der Tiefe einheitlichen Magmaversorgung des Niederkirchner Gebiets, des Hohlborner Hofgebiets und des Imsweiler Zuges von einem einzigen, flächenhaft aus dem Südosten aufsteigenden Eruptionsflusse und der von ihm abzweigenden spezialisierten Teilversorgungen der Flanken, der kleineren Kuppen und Mulden, nach welchen sich in den höheren Regionen des Schichtensystems die Intrusionszüge richteten, schließt nicht aus, daß in den tieferen Regionen vereinzelt Durchbrüche ein stärkeres Maß erreicht haben. So ist es verlangt, daß gerade z. B. die Hohlbornerhof-Kuppe in ihrem Nordflügel in der Tiefe fast quer durchbrochen wurde (S. 116 Anm.). Es gehört auch in das Kapitel der leicht verständlichen Überschneidungen, daß die der Intrusion vorhergehende Zersprengung und Aufblätterung aus dem dem Hauptstreichen und -einfallen entsprechenden Südostflügel der Hohlbornerhof-Kuppe wieder in das Hauptstreichen und -einfallen südlich der Niederkirchner Masse hinüberspringt, d. h. den Nordwestflügel, die Elkenknopfzug-Seite, an welcher diese Zersprengung aufstößt, quer durchbricht. Es ist dies ungefähr derselbe Vorgang, wie bei den „Ecküber-

schnidungen“, bei welchen eine streichende Zersprengung an der Eckumbiegung der Kuppe einen Widerstand erfährt, daher den Winkel überspringt, um in das Streichen der anliegenden Kuppenseite mit Übergehung der Eckumbiegung hinüberzuziehen. Dieser Vorgang ist sowohl auf Kosten der präformierenden Zerspaltung als auch auf die die Wirkungen dieser Zerspaltung steigernde Expansion des Magmas zurückzuführen; solche Zerreißen kennt man ohne jedes Magma, können aber von einer nachträglichen Intrusion selbstverständlich vermehrt werden.

Zur richtigen Beurteilung aller dieser Vorgänge ist aber die unleugbar wichtige Tatsache fest im Auge zu behalten, daß weder der gute Steinbruchaufschluß in der hangendsten Apophyse des Buchbrunnzugs oder jener am Elkenknopf, noch derjenige im Hangenden der gewaltigen Niederkirchner Hauptmasse, noch fünf weitere im Hangenden der tiefsten Apophysen bei Relsberg und Hefersweiler irgendwelche auf die außerordentliche Verschiedenheit der Magmen bei ihrer Intrusion oder bei späteren tektonischen Bewegungen der harten Massen hinweisende Verschiedenheiten der Erhaltung oder der Veränderung der angelagerten Sedimente erkennen lassen, daß ihrer völligen Gleichheit hierin nur die erstaunliche Unberührtheit der primitiven Schichtanordnung und Zusammenlagerung von Sediment- und Eruptivgestein am Kontakt an die Seite zu stellen ist.

11. Rückblick auf die Intrusionen des Gebirges zwischen Glan und Lauter.

Es ist ganz natürlich, daß die aus unserem engeren Gebiet gewonnenen Anschauungen auch für andere Teile des Pfälzer Sattels gelten müssen, welche einen verwandten Bau, zudem auch noch stärker ausgeprägte Kuppenform besitzen.¹⁾ Diese seien in erster Linie für den Gebirgstheil zwischen Glan und Lauter, die Schichtkuppenreihe zwischen Potzberg und Königsberg angewendet. In Profil XII und XIII ist dargestellt, wie man sich die Versorgung des Königsberges, Hermannsberges, Beilsteins und Bruderwaldes mit Porphyrmagmen, jene des Potschberges und Kiefernkopfes mit ihren basischen Eruptivgesteinen vorstellen kann. Für erstere Gruppe nehmen wir eine von NNO., NO. und O. in einer vorgebildeten Tiefenzersprengung (S.116, Anm.) aufsteigende einheitliche Porphyrint intrusion an, welche in der breiten zweiseitigen Antiklinalregion ihr Ende findet, im Hermannsberg und nach dem Bistrichwald zu weniger weit in diese Sattelungsmittle vordringt. Die Mulde zwischen Königsberg und Hermannsberg wird überschritten, desgleichen die Bruderwaldmulde; das gradweise vom Königsberg her geschwächte und endlich ganz schwach gewordene Ende der Intrusion steigt steil in der Bistrichwaldkuppe empor. Der Hermannsberg erhält eine starke Apophyse in der tieferen Region der Mittleren Ottweiler Schichten, da hier der tiefere von NO. nach SW. aufsteigende Hauptstamm der Intrusion noch eine größere Tiefenlage besitzt. Diese in der Richtung der Intrusion liegende Masse hat eine viel größere Stärke als der südwestlich in etwas geringerer Tiefenlage abgehende Zweig, der in der Hermannsberg-Kuppe auf der entgegengesetzten Seite im höheren Schichtenniveau aufsteigt. Noch geringer an Stärke ist der nächste Zweig in der Bruderwaldmulde, der dem Beilsteinzug vergleich-

¹⁾ Vgl. hierzu auch die: „Geologischen Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter“ von Dr. K. BURCKHARDT in Geogn. Jahresh. 1904. XVII. mit der geologischen Karte des Gebiets vom Königsberg und Potzberg nach den Aufnahmen von L. v. AMMON, O. M. REIS und K. BURCKHARDT.

bar aufsteigt. Ganz verschwächt ist aber das Vorkommen, das in der Bistrichwaldkuppe jenseits der Bruderwaldmulde emporgedrungen ist. Die Hermannsberg-Intrusion besteht daher aus zwei Teilen, von welchen aber die tiefere Intrusion zwei Kuppenseiten umfaßt und eckig-halbkreisförmig geformt ist. Im Vergleich mit der Elkenknopf-Kuppe fehlt hier nur eine Intrusion an der SO.-Seite der Schichtenkuppe, was ich auch auf die gegen die Sattelmittle gerichtete einseitige Aufstiegsfläche zurückführe. Am Königsberg freilich dringt die Intrusion etwas weiter südlich vor, wie dies aus der Apophyse am „Rothe Bühl“ bei Rutsweiler deutlich ist. Der Königsberg könnte daher auf das Schema der Elkenknopfintrusion eher zurückgeführt werden: das Aufsteigen in die Schichtkuppe wäre hier in der Tiefe allseitig erfolgt; es fand dann bald eine zentrale Vereinigung statt, wobei die gesamte Intrusivmasse durch den gelockerten und geborstenen Kuppenkern stockförmig durchbrach. Das Rothe Bühl-Vorkommen kann als eine südöstliche Begleitapophyse gedacht werden, ebenso wie das Lager in der Bruderwaldmulde als eine äußere Begleitapophyse des Beilsteinzuges gelten kann. — Zweifellos zeigt die Wolfsteiner Seite des Königsbergs zwei spitzwinklig aufeinander zulaufende fast geradlinige Intrusivgrenzen, gegenüber welchen aber, besonders nördlich von Wolfstein, die Schichten fast rechtwinklig umbiegen; eine Ecküberschneidung ist hier deutlich. Ebenso ist an der benachbarten Seite S. von Wolfstein die Eckumbiegung der Schichten im Kalkflötz (nach den Aufschlüssen des Bergbaus eingezeichnet) kenntlich. Beide Umbiegungsecken der Sedimente sind völlig unverständlich, wollte man die im Liegenden befindliche Porphyrint intrusion mit ihrer fast geradlinigen Begrenzung als hebende und gestaltende Ursache der Schichtenkuppe annehmen. — Unverständlich wäre auch von dieser Anschauung aus die Tatsache, daß das Magma an die SO.-Seite des Königsbergs mit ganz wesentlich höherem geologischem Niveau konkordant aufstieg,¹⁾ während nach unserer Auffassung hier eine einfache Überschneidung der Grundfläche der Intrusion im Innern der vorgebildeten Sedimentkuppe von N nach S, also im Sinne des Magmenaufstiegs, vorliegt, wodurch dann auch — ähnlich wie beim Hermannsberg am Beilstein und Bruderwald — die rückläufig nach der Antiklinalregion aufsteigende Intrusionen in höherem Niveau auftreten; demgemäß erscheint auch am „Rothe Bühl“ — ähnlich wie im Bruderwald — eine Apophyse in den Unteren Cuseler Schichten.

In entgegengesetzter Richtung als die Porphyrint intrusionen dieser Berggruppe stiegen die Cuselit-Intrusionen von Potschberg-Kiefernkopf empor und zwar aus W, SW. und S, d. h. im großen ganzen von der Schichtenmulde östlich vom Potschberg und von ihrer Ausmündung aus dem Unterrotliegenden-Sattel her. Diese Intrusion fand auch in dem Sattelfirst, den Porphyr des Hermannsbergs berührend und ihn schwach durchdringend, ihre innere Endigung. Profil XII zeigt

¹⁾ Eine einfache Berechnung ergibt, daß zwischen der überschneidenden NO.-Seite und der fast streichenden SO.-Seite eine Schichtenmächtigkeit von ca. 1256 m auf eine Strecke von ca. 500 m überschritten wird; hier — bei Wolfstein — ist also ein starker Steildurchbruch des Schichtensystems zu konstatieren, d. h. eine Verbindung eines in höherem geologischem Niveau aufgestiegenen Magmastromes mit einem solchen in tieferem. Auf erstere höhere Teilinvasion weist auch das Rothe Bühl-Vorkommen in den Unteren Cuseler Schichten hin; zweifellos spielt auch hier die Möglichkeit des Gewinnstes an Intrusionsraum als „Verdichtungserfolg“ durch Verlegung der Hauptintrusionsklüfte ins Hangende (vgl. auch den Hermannsberg!) eine wichtige Rolle. — Diese Diskrepanz an beiden Seiten des östlichen Königsbergs verursacht auch spätere Dislokationen und Mächtigkeitsverringerungen (vgl. Potzberg l. c. S. 151 u. 233 u. Erl. z. Bl. Kusel, Prof. durch die Breitenbacher Flötzregion).

neben dem Durchschnitt durch die nördliche Randzone des Kiefernkopfs auch den Durchbruch einer äußeren Begleitapophyse, welche an vier Stellen an der oberen Grenze der Mittleren Ottweiler Schichten in einzelnen kleinen Zungen zur Oberfläche gedungen ist (vgl. Geologische Karte des Gebiets vom Königsberg und vom Potzberg. Geogn. Jahreshefte. XVII. 1904.) Das Profil XIII zeigt den Durchschnitt durch die Kuppen des Potschbergs und Kiefernkopfes. Der Potschberg hat eine an der Eckumbiegung bei Jettenbach aufbrechende nördliche Begleitapophyse, durchsetzt wohl in einer Tiefen-Überschneidung die Bosenbach-Eßweiler Schichtenmulde zu einer Verbindung mit dem Kiefernkopf. Beide Intrusionen haben in den vorhandenen Schichtenkuppen eine stockartige Massenausdehnung erlangt. Der Potschberg selbst zeigt, trotzdem er als gewaltige Lagerstockmasse emporgedungen ist, doch eine Abhängigkeit von dem Seiten-Streichen einer vorgebildeten Kuppe, ebenso auf der Eßweiler Seite eine deutliche Überschneidung des Nordostecks dieser Kuppe (vgl. die oben erwähnte Karte und l. c. 1905 S. 154 und K. BURCKHARDT l. c. S. 30).

Wir können diese Intrusionen nicht als wesentlich andere Vorgänge ansehen als die bisher behandelten. Wenn zwar Dr. E. DÜLLS allgemeine Zusammenfassung dieser Gesteinsvorkommen unter der Definition „Tiefengesteine“ einer theoretischen Verwertung im Sinne von Lakkolithenbildung entgegenkommt, so sind doch die bei der Einzelbeschreibung ihrer Mikrostruktur gegebenen Einschränkungen dieses Begriffs (vgl. MATTH. SCHUSTERS Hinweis S. 45) nicht so unerheblich, daß das strukturelle Verhalten ebenso oder gar noch eher im Sinne der von mir festgehaltenen Anschauungen von Ed. Süss über „Batholiten“ verwertet werden kann.¹⁾

Von hier aus seien noch ein paar Worte über die westlichste Kuppe des Gebirges zwischen Glan und Lauter angeschlossen. Der Potzberg ist eine Schichtenkuppe ohne jede zentrale Intrusion; vereinzelt kleine Porphyrauftritte am Hochbusch (Niederstauenbach) und Ländstel (Fockenberg) sind Endzungen peripherer Intrusionen wie jene vom Elkenknopf und halten sich an die Nähe des Nordostecks und Südostecks der Kuppe, also ihre tektonische Punktierung verratend.

12. Über die Bedeutung der Mulden für die Intrusionen des Sattels.

Wenn nach Obigem auf dem Nordflügel des Pfälzer Sattels die schief lagerhaft aufsteigenden Intrusivmassen in ihren Wurzeln nach der nördlichen Synklinalachse hinweisen, wohin auch andererseits die dem Nordflügel der Mulde angehörigen Intrusivgesteine in ihren absteigenden Forschungen gerichtet sind,²⁾ so liegt die Schlußfolgerung außerordentlich nahe, daß der eigentliche Raum, in welchem sämtliche Intrusionen aus der Tiefe emporgestiegen sind, eben der

¹⁾ Was den Porphyr betrifft, so ist jedenfalls höchst auffällig, daß der Königsberg-Porphyr strukturell sich von dem Nohfelder und Donnersberg-Porphyr nicht unterscheidet, obwohl ersterer, stratigraphisch genommen, ein Tiefengestein ist, die anderen an der Grenze von Oberen Cuseler und Lebacher Schichten, ja in noch höheren Regionen der letzteren aufgestiegen sind, also unter sehr geringem Druck standen. Andererseits zeigt die Kreuznacher Masse unverkennbar strukturelle Verschiedenheiten gegenüber der Donnersberger und Nohfelder Masse, ohne stratigraphisch wesentlich verschieden gelagert zu sein.

²⁾ Vorgänge innerhalb eines Sattelraumes allein können es daher nicht sein, welche in der Nordmulde und besonders in ihrem dem Devon aufliegenden und an ihm abstoßenden Nordflügel Porphyre, Melaphyre etc. aufsteigen ließ.

Achsenraum der den Pfälzer Sattel begleitenden Schichtenmulden ist.¹⁾ Man kann dies dadurch verständlich machen:

In den Synkinalregionen herrscht die stärkste Spannung nach der Muldenunterlage zu, soweit die Muldenbildung ein das alte Ablagerungsbecken stark über-tiefender Faltungsvorgang ist, was nicht immer und an allen Stellen einer sich faltenden Ablagerungsmulde sein muß (vgl. Potzberg l. c. S. 119); Zerreißen sind aber sicher dann in großem Maßstab anzunehmen, sobald aus einem ursprünglichen Ablagerungsbecken die Sedimente einer Schichtenmulde eine übertiefte Lage erhalten; die Erscheinungen würden hier vielleicht nur etwas geringer und zerstreuter sein als im Sattel, wo eine völlige Umkehrung eintreten kann. Gesteigerte Zersprengungen müssen natürlich in dem Sattelfirst eintreten, der besonders in den äußeren Komplexen unter geringem Druck steht. Bei der Fortsetzung der Zusammenfaltung des Schichten-systems treten nun endlich die Zerreißen in der Muldenachse (S. 112) und jene in der Sattelachse durch Auflockerungen und Verschiebungen in den Sattelflügeln in Zusammenhang. Diese Kommunikationsflächen, auf welchen nun flache Schichtverschiebungen, Aufblättern und dergleichen Vorgänge möglich sind, wurden zu den späteren Flächenbahnen der emporsteigenden Magmen, welche in den Muldenzersprengungen eindringen, allmählich nach beiden Seiten in den Sattel emporstiegen und im Sattelfirst oder in dem ihm entsprechenden breiteren Umbiegungsraum ihr Ende fanden. Ähnlich wie die äußere Schichtenzone der Mulde zunächst von den Zerreißen noch nicht betroffen wird, so gilt dies auch von der innersten tieferen Zone der Sattelschichten (vgl. das Schema in der Profiltafel: Profil XIV).

Die älteren Intrusionen, als welche die der Porphyrmagmen gelten müssen, scheinen schon während der Sattelaufbildung emporgestiegen zu sein, sich an die damals noch vereinzelt Aufblätternzonen gehalten und in ihnen eine größere Flächen- und Massenausdehnung gewonnen zu haben. Sie erscheinen daher auf ganz besonders ausgezeichnete Stellen des Sattelaufbaus örtlich beschränkt. Die oben behandelten basischen Eruptivgesteine hingegen sind später emporgedrungen, nach einer Zeit längerer Einwirkung des Sattelungsvorganges auf das Schichten-system, was sich in einer immer weiter verbreiteten Zerklüftung äußern mußte; sie erscheinen daher sehr zerteilt und zerstreut in kleineren Massen und zeigen größere Neigung zu schmälern Gängen und Lagerapophysen. Sie stehen somit auch unter viel ausgedehnterer Einwirkung der sedimentären Umgebung. Andererseits scheint durch ihre außerordentliche Verzweigung im Innern des Sattels auch die Gewalt ihrer vulkanischen Wirkungen sehr abgeschwächt worden zu sein. Es ist natürlich, daß bei der Fortdauer des Sattelungsprozesses auch die schon lokal eingeschalteten gewaltigen Porphyrmassen auf die umgebenden Sedimente stauend und zu erneuten, verstärkten streichenden Zersplitterungen Anlaß gebend gewirkt haben. Darauf wohl ist die eingangs erwähnte Häufung der basischen Intrusionen um die Porphyrvorkommen herum bzw. in den sie verbindenden Zwischenregionen zurückzuführen.

Wenn nun die Magmen in den synkinalen Regionen, insbesondere denen der karbonischen und suprakarbonischen Gesteine in das Schichtensystem eingetreten sind, in welchem sie ihre größere, endgültige Verbreitung gefunden haben, so dürfte

¹⁾ Eine Schichtenmulde von Karbon bzw. Unter- und Oberrotliegendem ist allerdings auf der Südseite des Sattels nicht aufgeschlossen; es ist aber begründeter Anlaß genug vorhanden, hier sogar die breitere und tiefere Begleitmulde des Sattels anzunehmen (vgl. l. c. Potzberg S. 122, 127 Anm. etc., Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 126).

es keinen Widerspruch erfahren, wenn man weiter folgert, daß neben den in die Zersprengungsfugen der Muldenflügel nach der Sattelachse aufsteigenden Massen auch in der Muldenmitte beträchtliche Massen senkrecht emporstrebten und daselbst auch aufsteigen konnten. Dennoch dürfte dieses Aufsteigen nach den aufwärts zu abnehmenden Zersplitterungsvorgängen zuerst weniger rasch und intensiv vor sich gegangen sein, trotzdem hier eigentlich eine kürzere Weghöhe zu durchdringen war. Bei der Fortdauer der seitlichen Faltungsbewegungen, bei welchen natürlich auch von Anfang an synklinale Aufblätterungen stattfanden, müssen aber endlich die auch in der tieferen Region der Muldenmitte zuerst spärlich eingeschalteten vertikalen Intrusionen, im Gegensatz zu den gehäufteren Flügelintrusionen, doch zu Zerreißen Anlaß gegeben haben, welche die ganze Synklinale bis zu den zuletzt gebildeten Sedimenten durchbrechen mußten. Wenn nun irgendwo die Möglichkeit zu Effusionen des Magmas gegeben war, so war dies nicht im Sattel, sondern in der Mulde der Fall. Es mußten also auf dem Boden der den Sattel nördlich und südlich begleitenden, mit fortdauernden Ablagerungen emporwachsenden Mulden endlich Ergüsse stattfinden, welche zwar in gewissem zeitlichen Rückstand gegen die Intrusionen des Sattels stehen mußten, welche aber, nachdem sie einmal eintraten, in außerordentlichem Maße auf dem kürzesten Wege und unter geringster Ausbreitungsverhinderung empordrangen und in starker Flächenausdehnung sowohl, als auch teilweise in starker Mächtigkeitsanschwellung den Boden der ganzen Ablagerungsmulden bedeckten und deren tektonische Unebenheiten auszugleichen bestrebt waren. Wenn es somit sehr wahrscheinlich ist, daß nunmehr im größten Maßstab die Magmen in den Mulden ihren Austritt fanden, so ist es auch denkbar, daß sie von den Intrusionswegen zu dem Sattellinnern abgelenkt, wenn nicht gar, soweit sie noch nicht erhärtet waren, etwas herausgezogen werden konnten. Auch diese Möglichkeit eröffnet Aushilfe für sonst nicht leicht erklärliche Senkungsvorgänge in dem Sattelgebirge selbst, insbesondere Erscheinungen der Zerreißen und des Abbruchs in den höher gelegenen, schon etwas erhärteten Enden der größeren Intrusivbahnen, welche ja zunächst mit den Gleichgewichtsänderungen in den tieferen Regionen der Zufuhrwege in Zusammenhang stehen müssen.

Daß die Muldenregion selbst der Durchbruchraum von effusiv werdenden Gesteinsmagmen sein kann, hiefür erinnere ich an die in der Nahetalmulde in der Nähe von Baumholder von LEPPLA nachgewiesenen Vorkommen (vgl. Beil. z. S. 81 u. S. 105, S. A. R.).

Mit dieser Auffassung stimmt auch die oben berührte Tatsache der außerordentlichen Intrusionsarmut der Karbonverbreitung zwischen Saar und Blies: sie gehört dem Nordflügel des Sattels zunächst der unter der Trias verschwindenden gestörten Antiklinalregion an. Der einfachen Querdistanz von der Mitte der nördlich anliegenden Mulde gemäß könnten hier in der nördlichen Hälfte des Gebiets sehr wohl ebenso reichlich Intrusionen vorliegen, als bei gleichen Lageverhältnissen im östlichen Nordflügel des Unterrotliegenden. Da aber von den Tiefenlagen der Synklinalregionen her die Intrusionen nach den Höhenlagen der Sattelfirsten gerichtet sind und den Sattelflügel nach dem Hangenden zu schief überschneiden, so ist es klar, daß die tiefsten Schichtregionen des Sattels bezüglich der magmatischen Versorgung leer ausgehen müssen (vgl. auch S. 92, 5).

Wie die Muldenlagerung im großen wirkt, so ist es natürlich, daß sie auch im kleinen, in den queren und längsgestellten Teileinfaltungen sich bedeutsam erweist, d. h. die Intrusionen von den Muldenachsen weg nach der Sattelachse zu ablenkt oder sie dahin verstärkt (vgl. S. 84).

Wenn nun der Körper der Muldenachse in ganzer Vertikalerstreckung in ausgedehntester Weise nicht nur die ersten Auftriebswege des Magmas enthält, sondern auch dauernd die noch am wenigsten beeinflussten und veränderten Massen aufwärts leitete, so ist es klar, daß dieser Körper im Laufe der aufeinander folgenden Intrusionen in ganzer Ausdehnung allmählich eine hohe Erwärmung erfahren mußte. Wenn nun das tiefste Effusionslager von diesen Einwirkungen noch am wenigsten und stellenweise gar nicht betroffen sein konnte, daher den Abkühlungswirkungen am stärksten ausgesetzt gewesen sein muß, so kann dies unmöglich für die späteren Lager gelten, die offenbar unter viel höheren Temperaturgraden an die Oberfläche getreten sein müssen. Außerdem ist hervorzuheben, daß auch die Sedimente über dem tiefsten Lager unter besonderen äußeren Umständen zur Ablagerung gelangt sein müssen. Es wurde bei Besprechung der Erzvorkommen vom Potzberg und Königsberg darauf hingewiesen, daß die Eruptionen von lange andauernden, außerordentlich starken postvulkanischen Phänomenen begleitet waren, insbesondere thermale Einwirkungen in großem Maßstab das Sattelgebirge durchsetzt haben müssen; diese Einwirkungen haben zweifellos die tiefsten oberrotliegenden Schichten überdauert und es sind letztere an einzelnen Stellen am Ostende des ganzen Sattels von diesen mineralisierenden Erscheinungen betroffen worden. Man hat es hier wohl mit stark salinischen Thermen, die durch Kohlensäure-Gasauftrieb emporgehoben wurden, zu tun. Die Sedimente des unteren Rotliegenden sind zweifellos unter dem Einfluß außergewöhnlicher Quellphänomene entstanden; die kristallinischen Kalk- und Dolomitausscheidungen, welche auf lang anhaltende, langsame Konzentration schwacher Lösungsbeimengungen hinweisen, die außerordentlich geringen, dichten Kalkausscheidungen, die Hornsteinbänke und Tonsteinablagerungen, die Hygrophiliteinschlüsse, welche häufig ganze Lagen bilden, endlich die gleichmäßig eisenoxydreichen Schlammabsätze lassen solche Einwirkungen nicht verkennen. So sind auch die Reste tierischen Lebens in diesen Schichten außerordentlich gering; erst oberhalb eines zweiten Effusivlagers zeigen sich schwache Bänkchen mit Fisch- und Amphibienresten.¹⁾

Nun ist auch hervorzuheben, daß ähnlich wie der Sattel durch quere Einmündungen in Kuppen geteilt, ebenso auch die anliegenden Mulden durch quere Sattelungen in einzelne abflußschwache oder abflußlose Ablagerungsbecken zerteilt werden konnten. So glaube ich, daß die Nahetalmulde eine mittlere Barre besaß, von welcher ab z. B. die tiefsten Effusionen in NO.-SW. zu der Nohfelder Masse abflossen und sich dort stauten, daß überhaupt die Nahetalmulde nach dieser Vorbildung durch die schwächeren permischen Kompressionsbewegungen von dem Triasbecken gänzlich abgetrennt wurde. Die Verbreitung der obersten Effusionen in der Pfälzer Mulde scheint auch auf Querabteilungen hinzuweisen, so daß ein höheres Effusivlager nur gerade bis in das Gebiet unmittelbar südlich der Elkenknopfkuppe von Osten her vorzudringen vermochte. So glaube ich auch, daß solche die Sedimentation begleitenden und beeinflussenden, nur aus dem Eruptionsphänomen herzuleitenden besonderen Begleitumstände hauptsächlich in den abflußlosen Tiefengebieten sehr geringem Wechsel sowohl in der stofflichen Zusammensetzung als

¹⁾ Ein einziges Vorkommen in einer näher dem oberen Effusivlager liegenden, Pflanzenfragmente führenden Tonsteinbank zeigt spärliche Reste von Anthrakosien diesen Pflanzen beigesellt. Die Stelle ist bei Heiligenmoschel und liegt einerseits in der Nähe des westlichen Endes dieser Effusion, andererseits da, wo auch in dem unteren Grenzlager sich nach SCHUSTERS Feststellungen Differenzierungen bemerkbar machen.

auch in den Temperaturverhältnissen unterworfen waren. Man wird kaum die Überlegung von der Hand weisen können, ob es nicht unter solchen Umständen zur Bildung von lange heiß bleibenden Seebecken kommen konnte. Gewiß wird nicht zu leugnen sein, daß die jüngeren Effusionen des unteren Oberrotliegenden örtlich unter ungleich höheren Temperaturverhältnissen aufstiegen und zur Oberflächenausbreitung gelangten als die älteste, das eigentliche Grenzlager.

Eine große Rolle spielten hierbei natürlich auch Art und Maß der Ausbreitung, ob eine Effusion schwächer und langsamer erfolgend auf größerer, schwächer geneigter Fläche sich ausbreitete oder ob sie bei stärkerem und rascherem Nachschub in engerem und tieferem Becken unmittelbar vorher dahin geflossene Massen ohne Sedimenteinschaltungen rasch überdeckte, so eine sehr langsame Abkühlung der tiefsten Zonen verursachte und bei lang andauerndem Zustand nicht geschlossener Kristallisation darnach vertikale Nachdurchbrüche gestattete (S. 103). Diese Alternative scheint mir auf die Effusionen der Pfälzer Mulde und auf Teile der Nahemulde zu passen; bei dem Vergleich der verschiedenen Effusionen der beiden Gebiete sind ihre etwaigen petrographischen Differenzen wohl weniger auf die primäre Verschiedenheit der Magmen zurückzuführen, als auf derartige, sehr wichtige Begleitumstände ihrer Ausbreitung auf der Bodenoberfläche der beiden Muldenwannen.

13. Gab es Eruptionen im Innern des Sattelbereiches?

Von Wichtigkeit ist nunmehr noch die Frage, ob nicht innerhalb der Sattels die Intrusionen zur Eruption und Effusion gekommen sind. — Im allgemeinen wird man nicht in Abrede stellen können, daß die Durchbrüche von Porphyren, welche bis nahe unter die Obergrenze der Oberen Lebacher Schichten durchgedrungen sind, auch leicht zum Ausbruch an die Oberfläche gelangen konnten, was wohl in beschränktem Maße für die Nohfelder, Kreuznacher und Donnersberger Masse gilt, wenn uns auch von ihnen keine effusiven Ausbreitungen erhalten sind. Jedoch scheint die Eruption in sehr beschränktem Maße für die basischen Intrusivmassen der Fall gewesen zu sein, weil diese Gesteine doch zum großen Teil noch innerhalb der unteren Abteilung der Oberen Lebacher Schichten aufgestiegen sind.¹⁾ Für so große Massen, z. B. wie die Niederkirchner Masse, welche die mittlere Region der Ob. Cuseler Schichten einnimmt, könnte man zwar auch eine Eruption voraussetzen, doch muß hier folgendes erwähnt werden: Wir besprachen oben die Wirkung der großen Tiefenbach-Morbach-Schallodenbacher Verwerfung, welche einen westlichen, stark abgesunkenen Flügel der Intrusivmasse gegen die Hauptmasse von Niederkirchen absetzt, wobei dieser Flügel eine Mächtigkeitsverringering von $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ zeigt. Wir erklärten diese Mächtigkeitsverringering als eine Folge der Absenkung eines mehr peripher gelegenen Teils der Intrusion neben einem tiefer liegenden inneren; die Verschiebung, die hierbei das Lager nach innen zu erhält, liefert ein Maß für die Abschätzung der Verwerfungssprunghöhe. Bei 25—30° Einfallen wird eine Schicht bei solcher Verschiebung (vorausgesetzt gleiches Erosionsniveau) eine Verwerfung von 900—1000 m berechnen lassen. Bei Annahme selbst nur der Hälfte einer solchen Sprunghöhe bleibt dennoch die Liegendgrenze des Lagers in den abgesunkenen peripheren Teilen in nahezu gleicher Entfernung von der nächst tieferen Formationsgrenze innerhalb der Alsenzschichten,

¹⁾ Eine große Seltenheit ist eine quere, vertikale Gangintrusion durch die Tonsteine der Olsbrücker Schichten; quere Durchbrüche von tieferen Stufen aus nach dem Grenzmelaphyr zu fehlen.

rückt sogar mit der Hangendgrenze, wie oben erwähnt, von der äußeren Oberfläche des Sattels ab. — Man sieht also, daß die Schichten durchquerende Abtrieb zur Oberfläche ist ein außerordentlich verzögerter, wenn dieser selbst bei solchen Massenaufbrüchen so wenig zum Ausdruck kommt. Da es sehr fraglich ist, daß die Erosion des Schichtenmantels auch in größerer Höhe des emporgestiegenen Magma schon vor der Infusion bis in diese Region der unteren Oberen Cuseler Schichten emporgedrungen ist (vgl. unten), so wird auch das Magma nicht an die Oberfläche gedrungen sein. Wir können zweifelsohne den Zuschuß, der von den Durchbrüchen des Sattels zu den Effusionen der Mulde etwa gedacht werden könnte, daher als völlig belanglos einschätzen. Dies scheint auch aus weiterem hervorzugehen:

In dem Eulenbiser Zug, der dem tieferen Lager der effusiven Grenzmelaphyre angehört, haben wir ein stehen gebliebenes Stück einer inneren Region der Effusivmulde vor uns. Seine Nachbarn sind die zwei von ihm abgetrennten Stücke bei Pörrbach und Olsbrücken als vertikal abgesunkene Teile einer mehr uferandlichen Verbreitung des Lagers, — die Sattelungsregion ist dabei als Kontinent zu denken. Das Bruchstück des Eulenbiser Horstes ist mächtig, jenes von Pörrbach und Olsbrücken aber bedeutend weniger mächtig; letzteres ist auch noch durch sedimentäre Einschaltungen reduziert; mit anderen Worten: „Der der Muldenmitte zunächst gelegene Teil wurde stärker mit Magma versorgt, die dem Sattel näher gelegenen schwächeren Randteile dagegen örtlich mehr mit litoral zu nennenden, vom Schicht-Detritus der Sattellemporhebung stammenden Sedimenteinschaltungen unterbrochen.“

14. Sedimente während der Sattelentstehung mit seinen Intrusionen.

Die mit dem Grenzlager unmittelbar vergesellschafteten Sedimente erwecken ein besonderes Interesse. Ihre Bedeutung wird am besten aus einer kurzen geschichtlichen Skizze der Erhebung des Pfälzer Sattels dargelegt werden können.

Lithologisch gekennzeichnet sind die das tiefste Effusivlager begleitenden Schichtgesteine als brecciöse bis konglomeratische Ablagerungen zu bezeichnen, welche lediglich der Zerstörung der oberen Schichtsysteme des Sattels selbst entstammen;¹⁾ zugleich führen sie auch meist wenig abgerollte Fragmente von Intrusivgesteinen der Sattelperipherie, insbesondere da, wo solche Lager in großen Massen in der Nähe anstehen. Im großen und ganzen sind aber diese Breccien aus basischen Eruptivgesteinen sehr zurücktretend, dagegen sind Sandsteinbreccien, insbesondere aber Schiefertonebreccien mit meist recht untergeordnetem bis fast fehlendem Detritus von Intrusivgesteinen vorwiegend. Unmittelbar unter dem tiefsten Grenzlager, häufig noch in ihm eingeschaltet und etwas über ihm trifft man dagegen Breccien der obersten Olsbrücker Schichten, deren schwach erhärtete Schiefertonebreccien umgelagert sind und ihre Herkunft aus dieser Stufe nur dadurch erkennen lassen, daß mit ihnen zugleich auch die Übergänge zu den schon mehr gehärteten Schichten, insbesondere die Tonsteine, scharfkantig zerbrochen und zertrümmert, vergesellschaftet sind. Die Weichheit der Schiefertone erlaubte natürlich nicht die Erhaltung der Form der Zerstörungsbruchstücke dieser Lagen. Tuffige Ablagerungen, wie man solche mit Konglomeraten verbundene Zerstörungstufte der Porphyre in den weitverbreiteten „Tonsteinen“ sieht, sind als Abstammungsprodukte oberflächlich anstehender basischer Gesteine der die effusiven Grenzlager begleitenden Sedi-

¹⁾ Nur am Ostrande des Sattels finden sich Bestandteile, welche dem Sattel völlig fremd sind.

mente wohl nur in sehr untergeordnetem Maße beigelegt. Von den Porphyren weiß man aber auch, oder es muß wenigstens gefolgert werden, daß sie im gewissen Umfange an die Oberfläche ausgetreten sind.

Wir haben oben die Meinung vertreten, daß diese Porphyre nahezu gleichzeitig mit der Sattelbildung emporgestiegen sind und es ist wohl zweifellos, daß diese Massen, die zum großen Teil bis in die Oberen Lebacher Schichten eingeschaltet empordrangen, auch schon zum mindesten in gewissen Teilen der Nohfelder, Kreuznacher und Donnersberger Masse untermeerisch zum Durchbruch kamen. Die fortdauernde Emporhebung des Pfälzer Sattels aus dem unterrotliegenden Meer hat daher diese Eruptivkuppen in größerem Umfang, insbesondere sobald sie in die Brandungszone emporrückten, in erster Linie angenagt und den brecciösen bis schlammigen Detritus verschleppt. Porphyreinschlüsse in grobkörnigen Schichten und die Tonsteine der oberen Olsbrücker Schichten (oberste Obere Lebacher Schichten) deuten auch meines Erachtens auf einen frühen Durchbruch bzw. eine frühe, lokale und substanzuell beschränkte Annäherung der Porphyrmassen ausdrücklich hin. Bei weiterer Erhebung der Antiklinalregion aus dem Meer wurden aber nunmehr auch die jene Eruptivklippen umgebende Sedimente von der Brandung scharf angegriffen, welche um so mehr und um so leichter von ihr zerstört werden konnten, als sie ganz anderes Gefüge haben als z. B. die Porphyrmassen, wie sie auch durch die inzwischen eingetretenen basischen Magmaintrusionen, deren Vorbedingung an vielen Stellen die Porphyrint intrusionen waren, am stärksten gelockert sein mußten. Schließlich konnten natürlich auch lokal die frühesten und am höchsten emporgedrungenen bloßgelegten Enden der basischen Intrusionen zur Bildung dieser Basalbreccien des Oberrotliegenden in der Umgebung des tiefsten Grenzlagere erheblich beitragen.

Mit unseren oben gegebenen Ausführungen über die geringe Wahrscheinlichkeit auch nur wenig ausgedehnter Effusionen großer Intrusivmassen stimmt auch die Tatsache, daß in der Nähe des Niederkirchner Massivs diese tiefste Breccie hauptsächlich aus den zerstörten Sedimenten des Hangenden der Niederkirchner Masse besteht (vgl. das Vorkommen westlich der Rauschenmühle am Neuhof), so daß die Beteiligung von Material aus dieser gewaltigen Durchbruchsmasse in den Breccienvorkommen gar nicht zum Ausdruck kommt. Gewisse veränderte Feldspäte in dieser Breccie weisen eher auf umgelagerte Feldspäte der Arkosen der oberen Lebacher Schichten etc. hin. Man kann daher diese Breccien nicht als eine direkte Folge der eruptiven Vorgänge selbst ansehen; es fehlen, wie man frei behaupten kann, alle unzweideutigen Hinweise auf derartige Vorgänge. Nach unserer Anschauung ihrer Entstehung sind sie freilich mittelbar miteinander verbunden, sind Folge von zwei voneinander getrennten Erscheinungen derselben außergewöhnlichen Umbildungsperiode der Erdkruste, welche an dem Rand des Pfälzer Sattels als eines aus dem Meer emporwachsenden Kontinentalgebietes und seiner anliegenden Mulden in ihrem Ausdehnungsbereich ineinander übergreifen. Unsere Anschauung von der allmählichen Hebung des Pfälzer Sattels aus der älteren Unterrotliegenden-Mulde und der schon hierbei stattfindenden Zertrümmerung und Umlagerung der der Antiklinalregion angehörigen Gesteinskuppen erklärt die sonst schwer verständliche Erscheinung, daß im Osten des Pfälzer Sattels, z. B. in der Nähe von Moschellandsberg, derartige Trümmersedimente bis nahe an den Fuß des nördlichen Teilsattels im Bereich der Odenbacher Schichten und mit schwach abgerollten Brocken dieser Schichtenreihe herantreten und dort noch erhalten sind.

Als ein Beweis der Richtigkeit dieser Auffassung darf auch angeführt werden, daß die spätere als Verwerfungsperiode sich kennzeichnende Störungszeit des Pfälzer Sattels innerhalb des Ablagerungsbereichs des Oberrotliegenden in der Umgebung der Südostecke des Pfälzer Sattels Emporhebungen sowohl eben zum Absatz gekommener Sedimente und Effusivmassen (z. B. LEPPLAS Porphyritzug von Hochstein) als auch der inzwischen von seinen hangenden Schichten noch mehr entblößten Donnersbergmasse verursacht hat und nun ganz gleiche Porphyrit-, Porphyr- und Schiefertobreccien in Begleitung hatte, auch ohne daß eine Effusion sie begleitet hätte oder ihr unmittelbar gefolgt wäre. Eine beträchtlich spätere, höhere Melaphyreffusion dagegen zeigt diese Begleitbildungen nicht, wie andererseits Tonsteine, Porphyrkonglomerate oder auch Melaphyrkonglomerate (Kirchmoor!), welche auf eine randliche Zerstörung sogar des Grenzmelaphyrzuges¹⁾ hinweisen, in noch höheren, von Effusionen nicht mehr begleiteten Sedimenten nicht fehlen. — Wenn wir nun nicht in Abrede stellen, daß die Intrusionen im Sattellinnern so lange angedauert haben können, als in der Ablagerungsmulde Effusionen möglich waren, so werden doch die jüngsten nur vereinzelt und nur noch mit so geringer Intensität erfolgt sein, daß man die letzterwähnten, ohne der auf Zerstörung randlicher Sattelregionen hinweisenden Sedimente nicht der vulkanischen Gewalt der jüngsten Ausbrüche zuschreibt; man kann in ihnen immer nur die letzten Nachwehen der Geburt des Pfälzer Sattels erkennen. Mit den Quarzitkonglomeraten über der oberen Grenze der Waderner Schichten beginnen auch wieder Faziesänderungen des Oberrotliegenden, welche wenigstens nicht unmittelbar auf die zunächstliegenden Regionen des Pfälzer Sattels zurückzuführen sind.

Ich glaube, daß vorstehender Erklärungsversuch nicht nur geringen, örtlichen Einzelheiten gleichmäßig gerecht zu werden befähigt ist, sondern auch die großen Erscheinungen, welche mit der interessanten Periode der Emporhebung des Pfälzer Sattels verbunden sind, gleichmäßig und einheitlich deuten kann.

Es darf dabei vielleicht zum Schluß noch hervorgehoben werden, daß diese Ausführungen, welche an die von MATTH. SCHUSTER ausgeführten mikroskopischen Untersuchungen von basischen, rheinpfälzischen Eruptivgesteinen als geologische Begleitworte genommen werden können, was die Auffassung der eruptiven Vorgänge und ihrer Begleiterscheinungen betrifft, mit den petrographischen Resultaten MATTH. SCHUSTERS an keiner Stelle in einem eigentlichen oder grundsätzlichen Widerspruch stehen, sondern sich vielfach sogar gegenseitig zu stützen vermögen; auch die bisher von anderen Seiten veröffentlichten Untersuchungsergebnisse liefern nichts im Grunde Widersprechendes. Dabei ist aber zu betonen, daß eine gemeinsame Besprechung über die Grundzüge der Auffassung erst nach völligem Abschluß der petrographischen Untersuchung eingetreten ist, so daß die erfreuliche Übereinstimmung auf keiner vorher stattgefundenen Beeinflussung wenigstens was wesentliche Punkte betrifft, gegründet ist. In den Grundzügen war vorliegenden Ausführungen freilich schon in den Darlegungen des Verfassers, den Begleitworten

¹⁾ Hier waren es zweifellos die vorangegangenen bruchtektonischen Vorgänge, welche mit stärkerer Aufrichtung litoraler Regionen jüngst gebildeter Sedimente der Breccienbildung vorarbeiteten. Die Breccien gleichen den örtlich entwickelten Porphyrbreccien der Söterner Schichten, die zweifellos lediglich Zerstörungsprodukt bei dem Transgressionsvorgang und keine Eruptionsprodukte sind.

zum Blatt Zweibrücken. 1903. S. 128—135 und jene zur Spezialkarte des Gebirges zwischen Glan und Lauter l. c. Potzberg. 1905, von verschiedensten Seiten der Beobachtung und Betrachtung vorgearbeitet.

Es wird durch vorliegende Untersuchung übrigens von neuem bestätigt, was ich Potzberg l. c. S. 160 folgerte, daß das Gebirge des pfälzischen Perm-Karbon-sattels aus der Reihe der Beobachtungsgebiete auszuschneiden habe, welche all-gemeinere Tatsachen zur Begründung der Hypothese eruptiver Gebirgshebungen zu liefern scheinen.

15. Neuere Ansichten über Gebirgsbildung und plutonische Wirkungen in Anwendung auf den Pfälzer Sattel.

In jüngster Zeit — nach Abschluß des Vorhergehenden — haben sich zwei Abhandlungen mit dem Prozeß der Gebirgsfaltung speziell auch mit dem der Entstehung eines Sattels und zweier anliegender Mulden als einem einfachsten Fall, der auch in unserem Gebiete vorliegt, zum Teil mit Hinblick auf plutonische Vorgänge, eingehender beschäftigt, so daß es in hohem Maße berechtigt erscheint, diese Ausführungen auf die Anwendbarkeit hier zu prüfen.

LUKAS WAAGEN¹⁾ bespricht die Möglichkeit der Entstehung neuer Kontinente aus vorherigen Meeresbecken und läßt ihre Emporhebung verursacht sein durch das Zusammensinken der die Meeresbecken flankierenden Landmassen, von denen bzw. von Gebirgsgebieten es nachgewiesen ist, daß ihre Dichte geringer sei als die der anliegenden Tiefebenen oder Becken; in den Kontinenten begannen die inneren Massenbewegungen nach abwärts, welche bei naheliegender seitlicher Ablenkung auf den nächsten Meeresgrund zusammenschiebend, d. h. hebend wirken müßten. — Da aber nun die Hebung der in ihrer Dichte verminderten Kontinente der „allgemeinen Kontraktion“ zugeschrieben wird, von welcher nur ein Bruchteil zur inneren „Überhebung“ von Teilmassen und der mit ihr verbundenen Verursachung jenes Massendefekts verwendet wird, da weiters von diesem Bruchteil doch nur wieder im günstigen Falle ein Teil als seitliche Komponente in der Richtung nach der anliegenden Tiefenregion wirkt, so kann in erster Linie sehr wohl die Kompensationsbewegung des Kontinentalgebiets auf die oberflächlicheren Schichtzonen der Litoralregion einen Einfluß haben, weniger aber auf die nicht „entdichteten“ Tiefengebiete hebend wirken; es wird sogar schwer, daran zu glauben, daß die Kompensationsbewegung „einleitend“ auf die Hebung der Tiefengebiete wirken könne, deren Emporfaltung dann später die von L. WAAGEN als Axiom festgehaltene allgemeine Kontraktion der Erdkruste fortsetzte, welche anstatt etwa vorhandene Mulden zu vertiefen, nunmehr aus diesen heraus Sattel-erhebend gewirkt hätte. Die Entstehung schwacher litoraler Lageveränderung durch eine Beteiligung der Kompensationsbewegung halte ich ganz besonders für möglich und habe sie für die Überkippungszone an einem Teil des Südrandes des Pfälzer Sattels selbst angewendet (vgl. oben S. 91 Anm. 2 und Erläut. z. Blatt Kusel); hierbei befand sich aber der Sattel gegenüber den kleinen Falten im Oberrotliegenden südlich von der Überkippungszone in einem bedeutenden Höhen- und Massenübergewicht. Für die Entstehung des Karbonsattels müßte man sich vorstellen, daß das Devongebirge eine außerordentliche Höhenentwicklung gehabt habe wenn lediglich seine Verdichtungsbewegung, welche erst beim Abschluß des Unterrotliegenden ihre Hauptstärke entwickelt haben müßte, nun allein eine nach

¹⁾ Verhandlungen der K. K. geol. Reichsanstalt. 1907. Nr. 5.

diesem nördlichen Kontinent zu gelegene Sattel-Emporwölbung aus Karbon- und Perm-karbonschichten von solcher Stärke und Höhe aus dem Karbongraben hervor-gebracht haben sollte. Gegen die Annahme einer solchen Höhenentwicklung des rheinischen Schiefergebirges hier spricht auch die Tatsache mehrerer ziemlich regelmäßiger und gleichmäßiger Transgressionen des Permkarbons (Unt. Kuseler u. Unt. Leb. Sch.) und des Oberrotliegenden über flache Litoralgebiete dieses Kontinents und die dabei doch relativ geringen faziellen Beeinflussungen der diesem anlagernden Schichten des Karbons und Permkarbons in lithologischer Beziehung, welche bei stark überragendem Festlande doch außerordentlich scharf sein sollten. Die Transgressionen über eine Litoralregion können nun zwar als Begleiterscheinung eines aus dem Meeresbecken auftauchenden Schichtensattels betrachtet werden, welche durch eine Senkung dieses Litorals vermehrt werden kann; hierbei müßte aber durch die tektonische Zerbröckelung der äußeren Schichtenhülle des zusammen-sitzenden devonischen Kontinents eine ungleich stärkere Beimengung der kontinen-talen Detritusmassen sich bemerkbar machen. Auf Verhältnisse, welche darauf hinweisen, daß mit Senkungen von Landgebieten zu Meeresgebieten einerseits daneben liegende Erhebungen aus nächst älteren Ablagerungsgebieten erkauff scheinen, andererseits mit Erweiterungen und Verflachungen des Ablagerungs-beckens unter „erstrebter Ausgleichung größerer Höhendifferenzen“ Transgressionen verbunden sind, daß insbesondere zur Zeit der Transgression der Cuseler Schichten über den nördlichen Devonrand schon teilweise Aufwölbungen des Karbonunter-grundes in der Mitte des unterrotliegenden Meeres unter Begleitung von Senkungen des devonischen Kontinents wahrscheinlich seien, darauf habe ich schon Erl. z. Bl. Zweibr. bzw. S. 110, 133 und Geogn. Jahresh. S. 116 aufmerksam gemacht; aber gerade für das untere Oberrotliegende suchen wir vergeblich nach den Trans-gressionsanzeichen über das nördliche Devonufer, während die Transgressions-lagerung zu den Schichten des gehobenen Sattels sehr deutlich und ausgedehnt ist;¹⁾ hier kann also die fortgesetzte Senkung des Kontinents nicht mehr als Hauptsache gewirkt haben, sondern es müssen, wie ich Potzberg S. 122 ausführte, die seit-lichen Kompressionsbewegungen, bei welchen der devonische Kontinent mit seinem später versenkten, jetzt durch höheres Oberrotliegendes und Trias²⁾ verdeckten südlichen Gegenüber als nächstliegende seitliche Druckwände wirkten, in Anspruch genommen werden.

LUKAS WAAGENS Ausführungen machen, wie mir scheint, einen zu geringen Unterschied zwischen der vertikalen Verdichtungstendenz der gehobenen Kontinente

¹⁾ Ich habe Erl. z. Bl. Zweibrücken 1903 S. 128 betont, daß in fortlaufendem Profil vom Unterrotliegenden zum Oberrotliegenden eine „Diskordanz“ zwischen Söterner Sch. und Ob. Lebacher nicht zu bemerken wäre, daß aber (S. 132) die Anzeichen der Transgression der Söterner Sch. un-verkennbar in den dem Grenzmelaphyr an der Basis vergesellschafteten brecciosen Lagen vorhanden wären. Diese Lagen werden durch lokal beigemengten Melaphyr-Detritus (Transgressionsprodukt!) tuffartig und treten außerhalb der Profilverfolgung innerhalb des geschlossenen Saumes des Grenzmelaphyrs als Transgressionsinseln, denen der Waderner Schichten vergleichbar, an mehreren Stellen der beiden Sattelflügel auf.

²⁾ Die Grenze dieses südlichen Kontinents habe ich „Pozzberg“ S. 122 Abs. 3 u. 4 als durch die Mitte der Oberrotliegenden-Triasmulde hindurchgehend angenommen. Die Hauptversenkung geschah, vergleichbar den Transgressionsanzeichen über dem karbonischen Kontinent, in der permischen Verwerfungsperiode unmittelbar vor Ablagerung der Waderner Schichten (l. c. S. 122), welche (vgl. REIS in Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 133) eine Hebung des Südrandes und Nordrandes des Sattels (vgl. auch die relative Hebung des Westrandes der Baumholder Masse, Potzberg S. 125) in Begleitung hatte.

und einem sich daran anschließenden weiteren Sinken, d. h. der radial-centripetalen Bewegung mit ihrer seitlichen Kompression. Wenn schon ersterer Vorgang eine seitlich auffaltende, d. h. tangential wirkende Schubbewegung hervorruft, um wie viel mehr letzterer die in L. WAAGENS Ausführungen festgehaltene große centripetale, dem gesamten Erdball angehörige Bewegung. Es ist nicht einzusehen, warum diese lediglich nur ein weiteres Sinken gerade der durch die Verdichtungsbewegung hervorgerufenen schwachen Senkung der Landmassen und nicht auch ein gleichmäßiges der benachbarten mit beginnenden Sätteln und Aufbiegungen ausgestatteten Senken und Mulden bewirken soll. Dagegen können schwächere Anlagen von Mulden und Sätteln, wie sie durch die Verdichtungssenkung verursacht sein können, durch starke tangential Einflüsse der allgemeinen Kontraktion (vgl. unten) sehr gesteigert werden. Hierbei mögen die jung gebildeten Ablagerungen eines marinen Tiefengebietes sich zur Auffaltung vorhandener Sattelanlagen besser eignen, als die in ihrer inneren Konsistenz und in ihrem körperlichen Zusammenhalt vielfach destruierten und zu einheitlicher Hebungsbewegung ungünstigen älteren Kontinente; bei solchen muß jede größere, insbesondere einheitliche Hebung durch die der Schwere gehorchenden Sonderbewegungen der zahllosen gelockerten Einzelschollen gehindert oder sehr vermindert werden, wodurch vielleicht das relative Versinken der älteren Kontinente gegenüber der Auffaltung jüngerer Faltengebirge aus den Meeresbecken leichter erklärlich wird; dagegen sind für alle tatsächlichen Senkungsvorgänge die zerrütteten älteren Kontinente in hohem Grade vorbereitet.

Wir gehen hiermit zu der zweiten in hohem Maße zu berücksichtigenden Abhandlung über, zu O. AMPFERERS: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen,¹⁾ welche interessante Studie in zum Teil leider etwas zu aphoristischer Weise der Erörterung der verschiedenen Einzelmöglichkeiten der Gebirgsfaltung in entschiedener Weise näher rückt. Er versucht darzulegen, daß die verschiedenen Hypothesen der Gebirgsbildung nicht ausreichen, um als allgemeine Grundlage der Entstehung von Faltengebirgen zu dienen, wenn sie auch, von einzelnen Fällen abstrahiert, auch auf einzelne Fälle wieder gelegentlich wohl angewendet werden könnten. — Es ist natürlich, daß die Erde, „ein schlecht oder ungleichmäßig gemischter Weltkörper“, die verschiedensten Erscheinungen der Bewegungen und Bewegungsursachen ihrer Teile zeigen muß, daß hier nichts unangebrachter ist als ein Schematisieren.

Wir kommen hierbei nun zunächst auf das Faltungsbild zu sprechen, welches nach AMPFERER entsteht, wenn zwischen zwei starren schiebenden Landmassen eine weichere Zone als zusammengeschobene Masse (Geosynklinale) gedacht ist. Wenn wir uns hier auf l. c. S. 586, Fig. 30 beziehen, so müssen wir einschränken, daß der Raum der „Geosynklinale“ in unserem Falle ein sehr viel weniger breiter ist im Verhältnis zur Höhe und Breite der entstandenen Falten. — Es wird als begründetster Fall dargestellt, daß der Faltschub zuerst und hauptsächlich an den Grenzen der starren Kontinentalmasse eintreten muß. Bei viel geringerer Breite der gefalteten weichen Masse kann also von den Schubrändern her der ganze Raum der Geosynklinale sich mit einzelnen Falten erfüllen. — Eine weitere Einschränkung für unseren Fall wäre die, daß die schiebende Grenzfläche hier keine vertikale ist, sondern für einen großen Teil der äußeren Schichtenmächtigkeit der Oberen Cuseler und der Unteren Lebacher Schichten eine ziemlich schwach geneigte Transgressionsfläche darstellt, während für die eigentliche, den mittleren Raum des Geosynkinal-Bezirks

¹⁾ Jahrbuch der K. K. geol. Reichsanstalt. 1906. Bd. 56. III. u. IV. Heft.

einnehmende gewaltige Karbonmasse eine steilere Grenzfläche (Grabeneinbruch nach LEPPLA) anzunehmen ist. Auf diese tiefliegenden Ränder des verhältnismäßig schmalen Karbonbereiches habe ich nun Potzberg l. c. S. 122 die Entstehung der beiden mittleren Teilfirste der ziemlich breit gewölbten Karbonsattelung in Übereinstimmung mit AMPFERERS Schema abgeleitet; die randlicheren schwächeren Falten würden dann auf die davon etwas separierte Zusammenschiebung der noch mehr randlich gelegenen jüngeren Transgressionsgebiete zu beziehen sein, welche in der Nähe einer im NO. mit dem Odenwald zusammenhängenden quer vorgelagerten Kontinentalrippe die stärkeren Stauffaltungen bei Eberburg bewirken mußte.

Wenn wir nun sehen, daß die Sattelerhebung inmitten des unterrotliegenden Beckens die Konkordanz fortlaufender Sedimentation zunächst des unteren Oberrotliegenden zu Seiten des Sattels nicht gehindert hat, so könnte auch gefolgert werden, daß die frühere Senkung des Beckengebiets, welche zur Karbon- und Perm-karbonzeit so mächtige Ablagerungen ermöglichte, keine Unterbrechung erfahren hätte; da wir aber keine Diskordanz-Anzeichen des unteren Oberrotliegenden (Söterner Sch.) über das Devonufer beobachten, so müßte sich hier die allgemeine Senkung auf die die Ränder des neuen Sattels bildende Innenregion des alten Beckens beschränkt erhalten haben; dies hat sein Bedenkliches. Es ist mir daher kein Zweifel, daß vom entstehenden Sattel her ähnliche rückläufige Bewegungen nach der Mulde zu stattfanden, wie sie AMPFERER l. c. S. 587, Fig. 31 darstellt und begründet; wenn er hier mit abgleitenden Bewegungen nach der Mulde zu die Annahme von Zerrungen und Entstehungen von Hohlräumen in der Firstregion des Sattels verbindet, so können wir hiermit die in der Mitte der Sattelregion deutlicheren Lagerstock-artigen Intrusionsdurchbrüche sehr wohl vereinigen, sowie auch andererseits hierdurch die Zerbröckelungen in der Muldenachse, insbesondere auch ihrer äußeren Schichtenregion erklärlich machen, welche Vorgänge den Effusivmagmen den Austritt ermöglichten.¹⁾

Wenn diese Erscheinungen also in einfacher Weise auf reine Seitendruck-Wirkungen hinweisen, so ist doch nicht notwendig anzunehmen, daß sie im Sinne der Kontraktionshypothese ausgenützt werden müssen; vielmehr sind auch mehrere Tatsachen vorhanden, welche beweisen, daß auch andere Momente bei Ausgestaltung des Sattels mitspielen. Ich habe schon l. c. Potzberg S. 121 und 123 darauf verwiesen, daß in der jetzigen Verbreitungsregion des Aufbruchs der tiefsten Karbonschichten ursprünglich eine gewaltige Erhöhung des Pfälzer Sattels bestehen mußte, daß der Sattel sich in quer angeordneten, welligen Biegungen nach Nordosten zu herabsenke, daß die größeren und stärkeren queren Einmündungen im SW. seien und daß sie nach NO. zu allmählich an Stärke abnähmen. Diese als „bedeutsam“ erklärte Tatsache stimmt nun mit dem, was O. AMPFERER die Gleitfaltung nennt; es ist eine Zusammenschiebung nach dem „geologischen Gefälle“, wobei die Schichtgruppen höherer, jüngerer Formationssysteme von der erreichten Höhenlage der ältesten Schichtgruppen nach den noch in tieferer Lage verbliebenen jüngsten Schichtentstehungsregionen abgleiten. — Dieser Vorgang mußte sich an die Erhöhung der ältesten Schichtmassen anschließen, brauchte nicht einmal ihren völligen Abschluß abzuwarten, sondern begleitete naturgemäß die Sattelbildung auch in ihrer späteren Entstehungszeit, sich ebenso naturgemäß auf die anliegenden Längsmulden er-

¹⁾ Auch die brecciösen Ablagerungen der Söterner Schichten, soweit sie innerhalb des Saumes des Grenzmelaphyrs diskordant auf verschiedenen Stufen des Unterrotliegenden auflagern, werden hierdurch viel verständlicher.

streckend, wohin ja auch ein rein seitliches Abgleiten nach dem oben erwähnten Schema AMPFERERS l. c. S. 587 angenommen wurde. Die Annahme des letzteren Vorgangs wird durch die deutliche Erscheinung des ersteren gestützt.

Wenn nun zwar der Querfaltenbau des Pfälzer Sattels als Gleiterscheinung bei der seitlich ungleichmäßigen Erhebung des Pfälzer Sattels betrachtet werden kann, so ist dies für die Längserhebung des Pfälzer Sattels selbst nicht so klar; ist zwar die Kompressionsrichtung des rheinischen Devonrückens auch die der Karbonfaltung, so läßt sich doch weiteres nicht in allzu ausreichendem Umfang feststellen, da die permischen und prätriadischen Verwerfungen und die sich ihnen anschließenden Transgressionen gar zu große Teile des präpermischen Faltingsgebiets,¹⁾ welche, unter der Trias fortsetzend, weit über ihren aufgedeckten Westrand nach SW. hinausreichend in der Tiefe festgestellt wurden, der Beobachtung entrückt haben. — Der Südflügel des Pfälzer Sattels zeigt zwar Erscheinungen, welche auf ein Abgleiten nach Süden zu schließen läßt, z. B. eine steilere Schichtenlagerung, welche schließlich zu einer lokalen Überkipfung (S. 91. Anm.) führt, sowie auch das breite Ausmünden der Quermulden nach Süden. Diese Anzeichen einseitigen Baues lassen auch verständlich erscheinen, warum permische und prätriadische Bruchsenkungen auf dieser Südseite des Sattels eine größere Wirkung ausübten, so daß auf der Ostseite des Sattels, wo das Oberrotliegende das Permkarbon mantelartig umhüllt, sogar die Trias nicht mehr in die Nahetalmulde des Oberrotliegenden eindringen konnte. Das stark niedergehende Ostende des Perm-Karbonsattels ließe sich vielleicht durch eine gewisse Hemmung der Gleiterscheinung erklären, welche das schiebende Devon durch den südlich vorgelagerten Urgebirgskern des Odenwaldes, der zur Zeit des unteren Oberrotliegenden weiter nach SW. vorreichte,²⁾ erfahren konnte.

Hierdurch also mögen sich einerseits quere Falten und Sättel, andererseits die „Stauchungswellen“ erklären, welche insbesondere für die Verteilung der basischen Intrusionen leitend wurden (S. 90—93); als eine lediglich randliche, stärkere Aufstauchungsregion in der Nähe dieser queren Urgebirgs-Eckbarre sind offenbar die Kuppen und Intrusionen der Ebernburger und Donnersberger Gegend zu betrachten (vgl. S. 85).

Zu den Vorbedingungen solcher „Gleitbewegungen“ gehören nun nach O. AMPFERER natürlich Hebungen in einer Zentralregion, von welcher dann nach dem „geologischen Gefälle“ ein Abgleiten stattfindet; wenn sie aber sich nicht bloß oberflächlich verhalten, sondern wirklich tiefgehende, stationäre Faltungen bzw. Faltengebirge erzeugen sollen, so müssen der Gleitbewegung, von den Oberflächenerhebungen nach den tiefsten Punkten der äußeren Oberfläche auch tiefliegende Seitenbewegungen von Zonen starker partieller Volumvermehrung des Erdinnern vorangehen, besonders in Tiefenzonen leichter Zusammenschiebung, deren geringerer sektoraler Wegraum sich außen in der Erdhaut auf eine größere Fläche der Peripherie erstrecken muß.

In dem Gedanken der möglichen Expansion in zeitlichem Anschwellen und räumlich verteilten Zonen trifft sich AMPFERER mit früher vertretenen Anschauungen von A. ROTHPLETZ, was auch bei letzterem Forscher die Voraussetzung der Unzulänglichkeit der „allgemeinen Erdkontraktion“ zur Erklärung vieler tektonischer Erscheinungen einschließt (Sitzber. der math. phys. Kl. d. bayer. Ak. d. Wiss. Bd. XXXII. 1902)

¹⁾ Einschließlich wichtiger Teile des präkarbonischen Kontinentalgebiets.

²⁾ Dieser Abschnitt wäre erst durch die permische Störungsepoche vor Ablagerung der Waderner Schichten niedergebrochen und kennzeichnet sich noch in gewissen Geschieben der Sötermer Schichten dieser Gegend!

AMPFERER geht aber weiter als ROTHPLETZ und schreibt der Expansion selbständige Gebirgserhebungen zu, welche nicht nur in radialen oder radial-tangentialen Bewegungen, sondern wohl auch gelegentlich in überwiegend tangentialen Zusammenschiebungen sich äußern müssen, während ROTHPLETZ mit dem Begriff der Expansion lediglich die magmatischen Durchbrüche in Zusammenhang bringt. Ob sich mit AMPFERERS Ansicht alle Erscheinungen der alpinen Gebirgsbewegungen leicht erklären lassen, unterliegt der Kritik der Spezialforschung dieser tektonisch verwickelten Gebiete.

Mit den die „Unterströmungen“ verursachenden Volumschwankungen nähert sich nach meiner Ansicht AMPFERER durchaus nicht der neuerdings wieder vertretenen Theorie der plutonischen Erhebung einzelner Gebirgsteile und ganzer Ketten von solchen durch emporsteigende Magmen; ohne irgendwie, wie Schreiber dieses, die Möglichkeit von Lakkolithen zu leugnen, glaubt er, daß mit den hypothetischen Volumvermehrungen wohl häufig, aber nicht notwendig das Aufdringen von Magmen verbunden sei.

Geradezu für den Pfälzer Sattel, insbesondere für den oben S. 92 u. 103 besprochenen Gegensatz zwischen seiner höchsten Erhebung im Westen und seinen niedrigen östlichen Gebieten gilt, was AMPFERER l. c. S. 604 sagt: „Es ist eine bemerkenswerte Tatsache, daß einigermaßen intensive Faltungszonen gleichsam einen Verschuß gegen größere Eruptionen bilden und daß in ihrer Nachbarschaft Zonen von lebhafter magmatischer Förderung bestehen. Wir können sagen, die beiden Kraftäußerungen treten in sehr vielen Fällen gemeinsam, doch örtlich geschieden hervor.“

Mit der von A. ROTHPLETZ vertretenen Anschauung eines periodischen Wechsels von stärkeren radialen Expansions- und Kontraktionsvorgängen stimmt nun die Tatsache, daß nach den den Sattel erzeugenden, vom oberen Unterrotliegenden bis ins untere Oberrotliegende andauernden Hebungen lediglich Bruch-Senkungen auftreten und zwar in zwei zuerst stärkeren Ruckvorgängen, eine in noch permischer Zeit und eine in unmittelbar prätriadischer Zeit (vgl. Erl. z. Bl. Zweibrücken. 1903. S. 170), wobei wir die zwischen beiden Zeitpunkten zu bemerkende lokale Faltung z. T. als Folgen einer Verdichtungswirkung mit Gleit-Seitendruck (vgl. S. 91. Anm. 2) während einer Ruhepause der Senkungen als nicht eigentliche „tektonische“ Episode ausschalten; diese leiteten nun eine lang andauernde Senkung eines mit ziemlich ungestörten Ablagerungen sich erfüllenden Meeresbeckens ein, das offenbar erst mit der Kreidezeit trocken gelegt wurde. Es ist wohl kein Zweifel, daß mit dieser Trockenlegung in mindestens mittelcretacischer Zeit auch die schwache Aufrichtung und Faltung der Triasschichten verbunden war, für welche ich (1903. l. c. S. 170) in hervorgehobener Weise betonte, daß die Auffassung zu vertreten sei, daß hierbei keine eigentliche Kompression gewirkt habe, sondern entschieden centrifugal gerichtete Vertikalbewegungen der die Trias flankierenden älteren Kontinentalgebiete.¹⁾

¹⁾ In einem eben erschienenen Aufsatz im Zentralblatt f. M. G. u. Pal. 1907, Nr. 16, S. 489—498 bespricht W. KRANZ horizontale oder schwach geneigte Schubstreifen bei Sulzmatz in den Vogesen vorbergen zunächst der Rheintalung gegenüber dem Schwarzwald, in Zusammenhang mit ähnlichen Beobachtungen von BENECKE, VAN WERVEKE und SCHUMACHER im Grauwackengebirge und insbesondere in der elsässischen Trias. Zu den Beobachtungen dieser Erscheinung sind vor allem hinzuzufügen solche in der Haardt von A. LEPLA (Jahrb. d. K. pr. geol. Landes-A. XIII. 1892) und die von mir im Pfälzer Perm-Karbon-Sattel registrierten (vgl. Potzberg l. c. 1905, S. 144, 166, 184; S. 137—141, 150—152 und 235). KRANZ sieht in dieser Erscheinung seitlicher Bewegung benachbarter Schollen, welche von „oft nur wenige Zentimeter betragende Verwerfungen“ begleitet sind (vgl. auch Potzb.

Hier hätten wir also wieder nach einer lang andauernden Senkung den von A. ROTHPLETZ geforderten Wechseleintritt eines, wie es scheint, auch langsam wirkenden Expansionsvorganges, und zwar im N. hauptsächlich in der nach AMPFERER als ältere Kraftzone zu bezeichnenden Hebungsregion des rheinischen Schiefergebirges und seines angegliederten jüngeren Formationsbereichs, welcher die Streichrichtung und das Einfallen der pfälzisch-schwäbisch-fränkischen Trias-Juraplatte bedingte; daß hierbei Gleitbewegungen stattfanden, welche parallel dem Streichen gar nicht unbedeutende lokale Falten aufwarfen, das beweisen verschiedene Vorkommen der fränkischen Trias; da hier diese Gleitbewegungen aber nach der Enge zwischen Bayerischen Wald und Schwarzwald hinfallen müssen, so konnten auch auf dem Streichen senkrechte lokale Aufwölbungen Platz greifen;¹⁾ sie sind in der Tat vorhanden und dürften da insbesondere sich steigern, wo in der diskordanten Anlagerung der Formationsreihe an den tief liegenden Urgebirgskern ältere Schichtkomplexe der Trias fehlen. — Lokale Aufstauchungen in dieser sonst von eigentlichen Faltungen unberührten Gebirgsplatte sind also durchaus nichts Unmögliches; ihre Stärke muß durchaus nicht so gering sein, so daß, wie unsere fränkische Vorkommen beweisen, die Zusammenbrüche der Schichtlüpfungen bei später eintretenden Verwerfungs-Durchschneidungen sehr häufig starke Steilstellungen der Schichten, sogar Überkipnungen zur Folge hatten. Wir werden hierbei einerseits an ähnliche lokale Vorgänge am Potzberg und einen Teil des Südrandes des Pfälzer Sattels mit „verkehrt konischer“ Schichtenstellung erinnert, wo die intrusiven Vorgänge fast gar keine Rolle spielen, andererseits auch an das Ries, für welches BRANCO-FRAAS die Annahme eines einzigen großen Vulkans mit gewaltigen Zerstörungswirkungen beseitigt, dagegen unumstößlich bewiesen haben, daß es sich bei den merkwürdigen Störungserscheinungen dieses nach v. AMMONS neueren Darlegungen (Geogn. Jahreshäfte 1903 und 1905) bis an den Jura-Abbruchrand reichenden Zusammenbruchsgebietes um verhältnismäßig oberflächlich verlaufende Gleit- und Überschiebungsbewegungen handelt, welche strahlig von einer mittleren Längsregion einer starken Schichten-erhebung nach nahezu allen Seiten (vielleicht in mehreren Phasen der Bewegung?) stattfanden und, zeitlich von den plutonischen Vorgängen getrennt, lediglich von der Gravitation beeinflußt waren.

S. 144 Z. 12 u. S. 150 Z. 15 v. u.), die Anzeichen der vertikalen Senkung der zwischen den alten Gebirgsstöcken liegenden jüngeren Ablagerungsgebiete. — Ich glaube indessen, daß man daraus allein nur auf die seitliche Bewegung benachbarter Schollen in Zusammenhang mit gewissen relativen Höhenunterschieden schließen kann, ohne Rückschlüsse auf die Art, wie man sich diese Unterschiede zustande gekommen vorzustellen hat, ziehen zu können. Die erwähnten „liegenden“ Schubstreifen im Pfälzer Sattel betrachtete ich l. c. 1904 als eine Begleiterscheinung einer nur lokal beobachteten und schwachen Zusammenfaltung des unteren Oberrotliegenden in prätriadischer Zeit, welche ich nunmehr nicht als eine selbständige tektonische Episode ansehe, sondern als eine nachträglich nicht an eine feste Zeit gebundene, immerhin noch prätriadische Folge der älteren Gebirgserhebung (vgl. S. 91. Anm. 2). Hiermit ist jedenfalls ein großer Teil der liegenden Schubstreifen zu verstehen, welche als relativ oberflächliche Erscheinung an den tief wurzelnden (älteren) Eruptivpfählern sich besonders steigern; es ist natürlich, daß sie so lange auftreten als die besagten Höhendifferenzen vorhanden sind, ein Teil also auch noch prätertiär und tertiär sein kann.

¹⁾ Im Maingebiet sind mir im Muschelkalk an mehreren Stellen in NW.-SO. verlaufende Spalten bekannt, welche liegende, also im wesentlichen horizontale Schubstreifen in sehr starker Ausbildung aufweisen; da die hieraus zu folgernden Bewegungen nahezu in der Einfallrichtung stattfanden, so sind trotz ihrer Stärke keine merklichen Sprunghöhen zu verzeichnen, während an nahe daran vorbeiziehenden Parallelspalten mit vertikalen Schubstreifen recht starke Sprunghöhen zu beobachten sind.

Der Pfälzer Sattel wäre nach obigen Ausführungen freilich ein Gebiet, welches, nicht ganz in Übereinstimmung mit der Annahme von A. ROTHPLETZ, gleichzeitig der „Schauplatz vulkanischer Eruptionen und von Gebirgsfaltung“ gewesen ist. Doch ist nicht zu verkennen, daß die Phase der stärkeren Faltung der der stärksten vulkanischen Erscheinungen vorangegangen ist; was den Zeitraum betrifft, in welchem beide Prozesse zweifellos ineinander greifen, so darf auch nicht übersehen werden, daß zwischen den Porphyrint intrusionen und denen der basischen Magmen eine Pause mit einem stärkeren Ruck der Aufwärtsbewegung des Sattels angenommen werden muß, welche mit wirksamen Eröffnungen der älteren Aufblätterungen, insbesondere in den Zwischenregionen zwischen den einzelnen Porphyrint intrusionen die eingangs erwähnten Anhäufungen basischer Gesteinsdurchbrüche zwischen jenen verursachten.

Erläuterung der Beilagen.

1) Die Übersichtskarte der Niederkirchen-Becherbacher Intrusivmasse zeigt eine Anzahl Pfeile, welche die Richtungen andeuten, in denen die in der Profiltafel gezeichneten Gebirgsdurchschnitte gelegt sind; außer den Eruptivgesteinszügen und einigen tektonischen Zeichen bietet die Karte in eigenen Signaturen nur die Grenzlinien der Unteren Cuseler, Odenbacher, Alsenzer und Hooper Stufe dar. Auch Lebacher Schichten und Oberrotliegendes fallen in das Gebiet der Übersichtskarte; ihre Grenze gegen die Hooper Schichten ist aber ohne Belang für die Verdeutlichung der Verbreitungsart der Intrusion.

2) Profil I bis XI der Profiltafel beziehen sich auf die mit Pfeilen angegebenen Richtungen der Übersichtskarte; die Höhen sind verdoppelt. Profil XII und XIII sind nahezu aufeinander senkrechte Schnitte durch den Königsberg-Hermansberg und Hermansberg-Potschberg (vgl. Geogn. Jahreshefte 1904. XVII.); sie zeigen die von diametral entgegenstehenden Richtungen stattfindende Versorgung dieses Gebirges einerseits mit sauren, andererseits mit basischen Magmen; letztere findet in dem Raum statt, in welchem die ersteren infolge ihres Sattelfirst-Durchbruchs nicht eindringen, sei es, daß hier die die Intrusion vorbereitende Aufblätterung noch in erster Stärke bestand, sei es, daß sie durch die spätere Bewegung des Gebirgs mit den Porphyrmassen von diesen selbst verstärkt wurde; auf der Seite des flacheren Porphyraufstieges fanden dagegen nur geringfügige basische Intrusionen statt (vgl. die Glan-Lauter-Mitte S. 91 und Beilage zu S. 81). Es ist natürlich, daß die Aufstauchung durch die nach der Porphyrint intrusion noch andauernde Sattelungsbewegung besonders auf jener Seite der Intrusion stattfinden mußte, gegen welche hin letztere stattfand und wohin schließlich ein steilerer Durchbruch des Porphyrmagmas schon erfolgt war.¹⁾ Profil XIV zeigt schematisch, wie man sich die Versorgung des Sattels von dem Muldenkörper aus und die Effusion in die Muldenwannen selbst vorstellen muß. Infolge der Enge des Tafelraumes sind besonders hier sowie aber auch bei den übrigen Profilen (bei letzteren aber in zutreffenderer Weise) die Durchschneidungen der Schichten viel zu steil gezeichnet; sie sollten flacher sein, noch etwas flacher als bei den Profilen I bis XII; über die „Tiefenverbindung“ vgl. S. 81 Anm. 1.

Die Schichtlinien sind ohne Rücksicht auf stratigraphische Einteilung gezeichnet; auch die petrographischen Unterscheidungen sind nur insofern berücksichtigt, als die basischen Gesteine den

¹⁾ In allen diesen Profilen ist das Maß der äußeren Schichtenfaltung auch in großer Tiefe unverändert fortgesetzt gezeichnet; es ist aber nur noch darauf aufmerksam zu machen, daß die Amplitude der Kuppensattelungen, soweit sie in Längs- und Querrichtung des Sattels als Folge von Gleitbewegungen aufgefaßt werden können (vgl. S. 113), in den äußeren Schichtkomplexen recht stark sein kann, während sie sich, wie dies am Potzberg festgestellt ist, in den tieferen sehr verflacht. Die „Tiefendurchbrechungen“ können daher sehr wohl in vielen Fällen sich auf einfache Schichtfugen-Lüpfungen und -Erfüllungen beschränken (S. 98, 99 etc.).

dunklen Strichelton haben, die sauren (Prof. XII und XIII) licht horizontal gestrichelt sind; in Profil XIV ist die Effusivmasse im Boden der Schichtenmulden dunkel punktiert; die Intrusivmassen sind schwarz gehalten.

3) Beilage zu Seite 81 u. 89. Diese die Intrusionsvorkommen des ganzen Pfälzer Sattels darbietende Karte, welche auch die preußischen Gebiete an der Nahe und Prims einbezieht, zeigt die Verteilung der Intrusionen als eine alternierende und korrelative, und zwar so, daß deren seitliche Enderstreckungen entweder maßgebend erscheinen für die Seitenenden höherer oder tieferer in der nämlichen Radialzone liegender Intrusionen oder auch für die Seitenenden der Intrusionen benachbarter Radialzonen; es sind dann diese Eruptivzüge so angeordnet, daß irgend eine Intrusion der einen Zone etwa eine mittlere Lage gegenüber zwei andern der Nachbarzonen einnimmt; bei nahe zusammenliegenden Intrusionen einer Radialzone zeigt sich deutlich mit der Anschwellung einer Intrusion eine entsprechende Abnahme in einem streng radial von ersterer gelegenen Teil des nächst höheren oder tieferen Intrusionszuges; die an Stärke abnehmenden Seitenenden der Intrusionen radialer Nachbarzonen greifen öfters übereinander (bei den beiden Zügen Ho = Hottenmühle und Hu = Hundsbach ist dieses schwache Übergreifen wiederzugeben übersehen worden). Da die Osthälfte des Sattels eine nach Nordosten untertauchende längliche Kuppe darstellt, zeigen sich auch solche radiale Zonen zunächst und parallel der Längsachse des Sattels. Diese Anordnung und Verteilung der Intrusionen läßt sich aber in gleicher Weise bei denjenigen Eruptiv-Vorkommen erkennen, welche als Intrusionen von Teilsätteln und -Mulden gelten müssen, ja die Korrelationen bestehen auch zwischen Teilsattel und -Mulde und den nicht im kleinen gefalteten Teilgebieten des Sattels. Es ist dies ein Beweis, daß die Vorbedingung der Intrusionen, die Aufblätterung, in beiderlei Lagerungsgebieten der Schichten die gleichen sind und eine einheitliche Ursache haben. Der Sattel ist nicht nur in Quer- und Längsrichtung in Falten und Mulden unterabgeteilt, sondern auch in radiale Stauchungszonen, was man sich nach dem in dem Kärtchen angebrachten „Schema der Aufblätterung“ (in der Längsachse des Sattels oder einer ihr parallelen randlicheren Richtung geschnitten) vorstellen muß. Die weniger breiten Zwischenzonen mangelnder Aufstauchung sind im Kartenbild durch die punktierten Linien angedeutet; es sind das die Leitlinien der Verteilung der Intrusion; der Rauminhalt der letzteren innerhalb des Schichtenkörpers wurde aus der Verdichtung der mehr oder weniger starken Aufblätterung der Schichtfugen im Hangenden und Liegenden der Intrusionen durch die expansive Tätigkeit des Magmas gewonnen. Wo diese Verdichtung nicht durch die Magmen erfolgt ist, geschah sie später durch allmähliches Zusammensitzen der gelockerten und gelüpfen Schichtmasse, wofür nicht Mineralisationen die Kompensation zwischen Volumen und Dichte vollendet hatten; es ist klar, daß zu seiten der Leitlinien sehr verschiedene Dichte und Gewichtsverhältnisse herrschen können, welche dann verursachen, daß Senkungen — an und für sich hier auf queren Kluffflächen vor sich gehend — ihre Abbruchs- und Verwerfungsbegrenzungen in oder zunächst den Leitlinien verlaufen lassen; auch gestattet das Gefüge in deren Nachbarschaft größere einheitliche Bewegungen. Es ist dies öfters der Fall; sehr oft sieht aber die Verteilung der Intrusiva wie durch Verwerfungen verschobene Zerstückelung eines Zuges aus; dies ist aber entweder gar nicht der Fall oder es entspricht die Sprunghöhe der Verwerfung durchaus nicht der Entfernung der Intrusivlager; es sind daher keine Lagerungsverwerfungen, sondern Ladungsverwerfungen. — Ähnlich wie einem mächtigen Lager einer Radialzone im Weiterstreichen nach den benachbarten Zonen dortselbst eine intrusionsleere „Mitte“ zwischen zwei stärkeren Intrusionen entspricht, so sind im Kartenbild deutlich stärkere Intrusivgebiete begleitet von Mittelzonen völliger Leere an magmatischen Einpressungen, welche zum Teil als Zonen mangelnder tektonischer Vorbereitung oder rascher Selbstverdichtung, zum Teil als Zonen des Ladungsentzugs zu betrachten sind.

Das in der linken oberen Ecke des Kärtchens angefügte Intrusionsgebiet von Marpingen, Tholey und Bettingen stellt die Fortsetzung des vom linken Kartenrand abgeschnittenen Gebiets dar; beide sind längs der drei Sternchen aneinanderzufügen.

Oberkarbonische und permische Zweischaler aus dem Gebiet der Saar und Nahe.

Von

Dr. Axel Schmidt

in Stuttgart.

(Mit Tafel I und 2 Textfiguren.)

Die Ergebnisse einer kleinen Arbeit über die „Zweischaler des niederschlesischen und böhmischen Rotliegenden“¹⁾ veranlaßten mich, diesen Gegenstand weiter im Auge zu behalten, um, wenn möglich, die Entwicklung der Bivalven aus einem Gebiet studieren zu können, das eine ununterbrochene Schichtenfolge des jüngeren Palaeolithicum aufzuweisen hat. Von Herrn Landesgeologen Dr. M. O. REIS würde ich darauf aufmerksam gemacht, daß sich in den Sammlungen der Kgl. Bayer. geologischen Landesaufnahme ein reiches Material an solchen Muscheln vorfinde, das bisher noch nicht bearbeitet worden sei. Auf meine Bitte wurde mir durch den Vorstand, Herrn Oberbergrat Professor Dr. v. AMMON die Bearbeitung dieses Materiales übertragen. Die Stücke stammen ausnahmslos aus Rotliegendablagerungen.

Die sehr erwünschte Ergänzung an Zweischalern aus tieferen Schichten erfuhr das zur Untersuchung gelangte Material durch zwei Suiten, meistens aus der Ottweiler Stufe, die mir auf meine Bitte bereitwilligst von der Direktion der preußischen geologischen Landesanstalt und von Herrn Landesgeologen Professor Dr. LEPPLA in Berlin zur Verfügung gestellt wurde. Weiteres Material erhielt ich noch aus den Sammlungen der geologischen Institute der technischen Hochschulen Darmstadt und Stuttgart, dem Museum Senckenbergianum zu Frankfurt und von Herrn Obersteiger ALTPETER in Altenglan bei Kusel. Meine Bemühungen, auch noch die LUDWIG'schen Originale, die zum Teil auch aus dem Saar-Nahegebiet stammen, zum Teil zur Vergleichung sehr erwünscht gewesen wären, zu erhalten, waren leider erfolglos, da ich aus Dresden, wo sie vermutlich sind, negativen Bescheid erhielt.

¹⁾ Neues Jahrbuch f. Min. 1905. Bd. I. S. 44—59.

Ehe ich mich den eigentlichen Untersuchungen zuwende, ist es mir eine angenehme Pflicht, all den Herren, die mich durch Nachrichten und besonders durch Übersendung von Material unterstützt haben und dadurch das Zustandekommen der kleinen Arbeit ermöglicht haben, an dieser Stelle nochmals meinen herzlichsten Dank zu sagen und zwar den Herren: Obersteiger ALTPETER (Altenglan), Oberbergrat Professor Dr. v. AMMON (München), Geheimer Bergrat Professor Dr. BEYSCHLAG (Berlin), Geheimer Oberbergrat Professor Dr. CREDNER (Leipzig), Dr. DREVERMANN (Frankfurt a. M.), Professor Dr. KINKELIN (Frankfurt a. M.), Landesgeologe Professor Dr. LEPLA (Berlin), Geheimer Oberbergrat Professor Dr. LEPSIUS (Darmstadt), Landesgeologe Dr. M. O. REIS (München), Professor Dr. SAUER (Stuttgart), Dr. STROMER VON REICHENBACH (München), Dr. WITTICH (Darmstadt).

Über die Litteratur habe ich das meiste schon in meiner oben zitierten kleinen Arbeit zusammengetragen. Da ich mich diesmal aber nicht auf das Rotliegende¹⁾ allein zu beschränken hatte, so mußte auch die Litteratur über die karbonischen Zweischaler berücksichtigt werden. Abgesehen von älteren Arbeiten (DE KONINCK und besonders LUDWIG), einigen Notizen in verschiedenen Zeitschriften und den Beschreibungen der Formen, die KARL VON FRITSCH-BEYSCHLAG²⁾ und A. FRITSCH³⁾ anführen, wurde vornehmlich die neuere Arbeit von W. HIND⁴⁾ benützt. Indessen sei schon hier betont, daß diese Arbeit, wie auch einige frühere Protokollnotizen desselben Autors nur sehr vorsichtig verwendet wurden. Denn die Formen, die W. HIND nicht nur in dasselbe Genus, sondern sogar zu derselben Spezies stellt (vgl. die nebenstehenden Figuren) müssen, dem Schalenumriß nach zu schließen,



Figur 1.
Anthracomya elongata HIND. Karbon, England. — Natürl. Größe.
Umrißkopien nach W. HIND im Quart. Journ., 1894, Bd. L. Taf. 20, fig. 6—10.

sicher so erhebliche anatomische Verschiedenheiten im Bau und der Organisation des Tieres aufgewiesen haben, daß ihre Zusammenfassung zu der gleichen Spezies mindestens untunlich erscheint.

Bei Benutzung dieser Arbeit von W. HIND war auch noch zu berücksichtigen, daß eine allgemein gültige und auch anerkannte Parallelisierung, die sich auf die Pflanzen allein zu stützen hätte, zwischen den karbonischen Schichten Englands und des Kontinentes bisher noch nicht durchgeführt ist. Ferner war noch in Betracht zu ziehen, daß die von W. HIND beschriebenen Arten sämtlich dem paralischen Entwicklungstypus des Karbon entstammen, während das Saar-Nahegebiet den limnischen Typus darstellt. Hierauf wird weiter unten noch zurückzukommen sein.

¹⁾ Auf die mir bisher entgangenen kleineren Veröffentlichungen zweier englischer Autoren: T. R. JONES und J. W. GREGORY machte mich Herr Dr. STROMER VON REICHENBACH während des Druckes noch aufmerksam, wofür ich ihm auch an dieser Stelle den gebührenden Dank sage.

²⁾ BEYSCHLAG-K. v. FRITSCH, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende der Provinz Sachsen und der angrenzenden Gebiete (Abhandl. d. preuß. geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 10).

³⁾ ANTON FRITSCH, Fauna der Gaskohle. Band 4. Prag 1901.

⁴⁾ A Monograph on Carbonicola, Anthracomya and Najadites in the Paleontographical society of London 1894—1896. Band 49—51.

Als weitere Schwierigkeit tritt hinzu, daß der englische Forscher anscheinend bestrebt gewesen ist, in seiner Monographie die Arten möglichst zusammenzufassen. Da nun AMALITZKY in seiner Arbeit über die Anthracosien¹⁾ den entgegengesetzten Weg gegangen ist und darin vielleicht etwas über das Ziel hinausgeschossen hat, so sei ein Mittelweg beschritten.

Die Einreihung der Formen in die in Betracht kommenden Genera konnte indes nicht überall einwandfrei erfolgen. Denn nicht häufig war der Schloßapparat so gut erhalten, daß die Zugehörigkeit zu den einzelnen Familien mit Sicherheit zu erkennen war, zumal da genauere Untersuchungen, die bei der ungünstigen Erhaltung der Muscheln nur zweifelhaften Erfolg versprachen, mit Rücksicht auf die fremdem Materiale gegenüber gebotene Schonung unterbleiben mußten.

Es war auch bei dieser Frage schwierig, bei welchen Genera, in die man bisher die jungpalaeozoischen Süßwasserzweischaler gestellt hat, die vorliegenden Muscheln unterzubringen seien. Eine so weitgehende, nur auf minutiöse Unterschiede im Bau des Zahnapparates gestützte Zerteilung, wie sie AMALITZKY anwendet, erschien nicht angebracht, ist auch schon etwas eingeschränkt worden. Es sollen daher im folgenden alle Formen, die über einen bezahnten Schloßapparat verfügen, im Sinne von W. HIND als „*Carbonicola*“ bezeichnet werden, ohne Rücksicht darauf, ob neben dem Kardinalzahn noch der häufiger vorhandene Seitenzahn auf dem hinteren Schloßrand entlang läuft. W. HIND weist ja auch nach, daß AMALITZKY die deutschen Formen auf Grund der unwahren — untrustworthy — und „gezauberten“ — pure artistic inventions — Zeichnungen LUDWIGS erst in seine auf russische Spezies begründeten Familien untergebracht hat. Andererseits habe ich dem englischen Forscher bei den zahnlosen Formen nicht folgen können, der als „*Najadites*“ sowohl Formen mit trapezförmig-ovalem, wie auch solche mit fast dreieckigem Umriß zusammenfaßt (cf. Abbildung Fig. 1 auf S. 120). Ich behalte daher für die zahnlosen Formen die neuere AMALITZKY'sche Gattung „*Palaeonodonta*“ bei.

Es mögen jetzt die einzelnen Formen besprochen werden.

Hinsichtlich der üblichen Zitate bei den einzelnen Spezies sei bemerkt, daß ich mich auf die neuere Litteratur beschränkt habe, in der man die früheren Zitate einsehen wolle. Es ist zitiert

die AMALITZKY'sche Monographie (Palaeontographica XXXIX) als:

1892. AMALITZKY,

die von W. HIND (Paleontographical society Bd. 48—50) als:

1894—96. W. HIND,

ferner BEYSLAG-K. v. FRITSCH, jüngere Steinkohlengebirge (Abhandlungen d. preuß. geol. Landesanstalt, Neue Folge Nr. 10), als:

1899. K. v. FRITSCH

und endlich mein kleiner Aufsatz im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. 1905. Band I, S. 44—59 als:

1905. A. SCHMIDT.

Formen des oberen Oberkarbon (Ottweiler Stufe).

Aus diesem Horizont lagen mir nur allerdings gut erhaltene Stücke eines einzigen Fundpunktes vor: Wemmetsweiler, Blatt Friedrichsthal der preußischen

¹⁾ W. P. AMALITZKY, Anthracosien der Permformation Rußlands, in: Palaeontographica Bd. XXXIX 1892 und die russische Arbeit (mit deutschem Resumé): Mater. k. posn. fauni permskoj sistemi Rossiji I. 1892.

Aufnahme. Dort sind nach den Erläuterungen von WEISS und seinen Eintragungen in der Karte in einem nur wenig nördlich vom Orte von Ost nach West verlaufenden Bachtale fossilführende Bänke angeschnitten, die etwas über der Mitte der unteren Ottweiler Schichten liegen. Die palaeontologische Untersuchung des Materiales, das von diesem einzigen Punkt in die Berliner Sammlungen gelangt ist, ergab mehrere Formen:

Carbonicola carbonaria GOLDFUSS.

Taf. I, Fig. 14a, 17, 18, 23b.

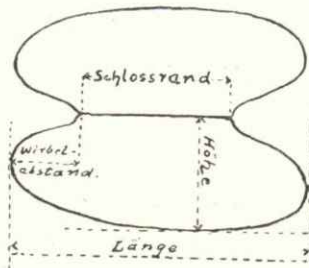
1892. AMALITZKY, S. 145, Taf. XIX, 1--6.

Wenn AMALITZKY, der verdienstvolle Forscher auf dem Gebiete jungpalaeozoischer Zweischaler, seine Diagnose dieser Spezies mit den Worten beginnt: „Die äußere Gestalt ist hier sehr variabel, weshalb die Bestimmung einzelner Exemplare ziemlich schwierig wird“, so ist damit die Form genügend charakterisiert. Betrachtet man noch die Abbildungen, die die verschiedenen Autoren von der Spezies geben, so erscheint eine Revision dieser Muschel notwendig zu sein, namentlich da auch das Kriterium, das AMALITZKY anführt: das Fehlen des Kieles, nicht auf allen Abbildungen deutlich genug erscheint. Man könnte mit gutem Gewissen viele Formen mit bezahntem Schloßrande, die bisher mit anderen Namen belegt sind, auch hier unterbringen. Daher ist die Revision recht notwendig, die ich aber mit Rücksicht auf die beschränkte Zahl der mir zur Untersuchung jetzt vorliegenden Individuen nicht vornehmen durfte. Ich beschränke mich daher vorläufig darauf, die Form strengstens im Sinne der ältesten Diagnose von GOLDFUSS aufzufassen. Hiernach liegt *Carbonicola carbonaria* in zahlreichen Exemplaren sowohl aus den Ottweiler Schichten, wie auch aus dem Unterrotliegenden vor. Der Umriss ist fast oval, da Vorder- und Hinterrand nur wenig und undeutlich abgestutzt erscheinen. Der flache Wirbel überragt den Schloßrand kaum oder nur wenig.

Abmessungen (siehe unten Textfigur 2):

Länge	29,0	27,7	22,4	20,3	9,5 mm
Höhe	12,6	12,1	9,9	8,1	5,2 „
Schloßrand	16,8	16,2	13,4	11,0	5,9 „
Wirbelabstand	5,3	5,4	4,3	3,8	1,8 „

Vorkommen: Über der Mitte der unteren Ottweiler Schichten bei Wemmetsweiler, im Unterrotliegenden an mehreren Stellen, siehe weiter unten.



Figur 2.

Umrisskopie der LUDWIG'schen *Anthracosia-Carbonicola Kirnensis* nach der Zeichnung in Palaeontographica XI. Tafel XXII, Fig. 8 in 1 1/2 facher Größe.

Mit schematischer Bezeichnung der im folgenden benützten Maßangaben.

Carbonicola aquilina W. HIND.

Taf. I, Fig. 16 und 20.

1884—1896. W. HIND. S. 69, Taf. V, 2, IX 1—10, 12—37, X 1—42, XI 31—33.

Ob die Selbständigkeit dieser Spezies gegenüber der vorigen aufrecht erhalten werden kann, muß der späteren Revision vorbehalten bleiben. Die zahlreichen Abbildungen W. HINDS rechtfertigen es durchaus nicht. Denn die Muschel zeigt ebenso den fast ovalen Umriß; auch die mit der Abstutzung verknüpfte leichte Knickung des Vorderrandes und die fehlende Abstutzung des Hinterrandes genügen selbst bei der Auffassung von GOLDFUSS kaum zur Selbständigkeit einer neuen Spezies. Wenn ich aber die HIND'sche Gattung vorläufig aufrecht erhalte, so geschieht es, weil doch die gedachten minimalen Differenzen vorhanden sind, und weil erst die spätere Revision der vorigen Spezies zeigen kann, nach welcher Seite hin der jetzt sehr weit gefaßte Speziesbegriff *C. carbonaria* einzuschränken sein wird.

Abmessungen:

Länge	15,5 mm
Höhe	7,2 „
Schloßrand	5,5 „
Wirbelabstand	3,2 „

Vorkommen: Etwas über der Mitte der unteren Ottweiler Schichten bei Wemmetsweiler, in einem Bohrkern von Potzberg-Rutsweiler aus 805,7 m Teufe.

Carbonicola turgida BROWN.

1894—1896. W. HIND. S. 96, Taf. VIII 8—25.

Mehrere junge Exemplare zeigen den recht charakteristischen Umriß eines Zweischalers, den W. HIND als die alte BROWN'sche Spezies *C. turgida* beschreibt. Bei den vorzüglichen HIND'schen Abbildungen und der genauen Diagnose erübrigt sich Abbildung und Beschreibung.

Abmessungen:

Länge	6,0	5,4 mm
Höhe	3,8	3,0 „
Schloßrand	2,7	2,4 „
Wirbelabstand	1,9	1,3 „

Vorkommen: Mehrere junge Exemplare in grauen, etwas sandigen Schiefen von Wemmetsweiler, etwas über der Mitte der unteren Ottweiler Schichten.

Carbonicola Weissiana GEINITZ.

Der Vollständigkeit halber sei hier noch die von GEINITZ als besondere Spezies im N. Jahrb. 1867 beschriebene Form angeführt, ohne über die Selbständigkeit der Spezies etwas zu sagen, da die gesamten Originale aus Dresden nicht zu bekommen waren.

Carbonicola Saravana spec. nov.

Taf. I, Fig. 4—5, 9—10, 23a.

Diese neue Form, auf deren Zugehörigkeit zu *Carbonicola* das Vorhandensein eines allerdings nur selten zu beobachtenden Kardinalzahneindruckes hinweist, besitzt einen von den sonst beobachteten Arten des oberen Oberkarbon wesentlich abweichenden Umriß. Schloß, Vorderrand und der obere Teil des Hinter-

randes gleichen der von W. HIND abgebildeten *C. nucularis*, mit der sie auch hinsichtlich der Lage des Wirbels im ersten Fünftel des Schloßrandes übereinstimmt. Während aber der Unterrand bei der *C. nucularis* leicht auswärts geschwungen sich nach dem Hinterrande emporhebt und dann im Bogen in den beinahe halbkreisförmigen Hinterrand (cf. W. HIND Taf. VII, Fig. 26, 29, 32—38, 42) übergeht, verläuft hier der Unterrand mit wesentlich geringerer Auswärtskrümmung nach unten und bildet mit dem ebenfalls kaum gebogenen Hinterrand einen Winkel von ca. 70°. Die untere Ecke ist abgerundet. Schloß- und Hinterrand stoßen etwa unter 110° zusammen. Konzentrische Anwachswülste sind vorhanden, Anwachsstreifung ließ sich nicht beobachten, da nur Hohldrucke vorlagen. Ein Kiel fehlt, wenigstens ließ keines der zahlreich vorliegenden Stücke einen solchen einwandfrei erkennen.

Abmessungen:

Länge	7,2	10,5	13,2 mm
Höhe	4,1	5,5	6,4 „
Schloßrand	4,3	5,6	6,5 „
Wirbelabstand . .	1,9	2,2	2,8 „

Vorkommen: Untere Ottweiler Stufe. Viele Exemplare von Wemmetsweiler bei Illingen (Landesanstalt Berlin).

Hierzu sei bemerkt, daß W. HIND seine neue Spezies *nucularis* mit einem Namen belegt, den RYCKHOLT schon für eine andere Form verwendet hat. Da sowohl die RYCKHOLT'sche Arbeit, wie auch die von AMALITZKY, der die RYCKHOLT'sche Spezies nochmals abbildet und beschreibt, Herrn W. HIND vorgelegen hat, so ist sein Vorgehen nicht verständlich, namentlich da er der älteren Spezies keine Erwähnung tut. Da das gleiche Vorgehen mehrmals in der HIND'schen Arbeit zu konstatieren ist, so wird der Wert der sonst fleißigen englischen Arbeit beeinträchtigt, ja man könnte nur an eine unzureichende Benutzung der älteren Litteratur denken. Wenn in diesen Zeilen auch hin und wieder Zitate der älteren Litteratur fehlen, so sei bemerkt, daß dies wissentlich geschehen ist, da ich in einer späteren Arbeit die gesamten jungpalaeozoischen Süßwasserzweischaler einer Revision unterziehen möchte.

Carbonicola palatina nov. spec.

Taf. I, Fig. 6.

In einem gelben Sandstein liegen die Abdrücke einer größeren rechten Klappe und einer kleineren linken Klappe, die beide derselben bisher nicht abgebildeten Spezies angehören.

Die rechte gut erhaltene Klappe eines vermutlich ausgewachsenen Individuums ließ nach dem Herauspräparieren einen Zahn und einen dem Schloßrande parallelen schmalen Wulst mit drei Höckern erkennen, der unter dem Wirbel umgebogen ist. Mithin ist diese neue Art zu der Gruppe der *C. (A.) Löwinsoni* AMAL. zu stellen; sie hat auch mit der dieser Gruppe sehr nahestehenden *C. (A.) truncata* AMALITZKY und der *A. ? monstrum* AMALITZKY einige Ähnlichkeit, weicht aber in der Form des Schloß- und Hinterrandes so sehr ab, daß eine Identifizierung nicht möglich ist. Die Schale ist hochgewölbt, der aufgetriebene Wirbel überragt den Schloßrand. Schloß- und Vorderrand bilden einen Winkel von ca. 130°. In halber Höhe der Muschel knickt der Vorderrand in einem noch kleineren Winkel um und biegt dann bald in einem Viertelkreise zum Unterrande um. Der Unterrand ist fast gerade, ein wenig einwärts gekrümmt; der Hinterrand steigt senkrecht ohne ver-

mittelnde Abrundung zum Schloßbrand empor. Ein stumpfer Kiel ist angedeutet und verläuft vom Wirbel zur hinteren unteren Ecke. Infolge des groben Kornes des Gesteines lassen sich nur einige grobe Anwachswülste erkennen, die die Einbiegung des Unterrandes mitmachen.

Abmessungen:

Länge	22,7 mm	13,2 mm
Höhe	13,0 "	8,3 "
Schloßbrand	9,3 "	— "
Wirbelabstand . . .	8,8 "	5,0 "

Vorkommen: Untere Ottweiler Schichten von Wemmetsweiler bei Illingen.

Formen des Rotliegenden.

Das Rotliegende des Saar-Nahegebietes wird jetzt in zwei der Mächtigkeit nach ziemlich ungleiche Teile: die untere Abteilung mit den Cuseler und Lebacher Schichten, und die obere Abteilung geschieden. In palaeontologischer Beziehung würde die frühere Einteilung, die die Lebacher Schichten als ein selbständiges Mittelrotliegendes auffaßte, den ostdeutschen Verhältnissen mehr entsprechen, da nicht nur die Zweischaler, die in Schlesien und Böhmen scharf unterschieden werden können, hier ähnlich sich verhalten, sondern auch die höheren Tiere, besonders die Fische für die Sonderstellung der Lebacher Schichten sprechen. Da indessen schon seit 1888 die Trennung in Unter- und Oberrotliegendes, ohne Ausscheidung eines Mittelrotliegenden bei den geologischen Aufnahmen allgemein durchgeführt wird, so muß dieses Schema auch hier zu Grunde gelegt werden.

Bei der Untersuchung der Zweischaler hat sich nun ergeben, daß auch hier die Unterrotliegendformen der Cuseler Schichten — aus den Lebacher Schichten sind Muscheln bisher noch nicht in die Sammlungen gelangt, wenn sie auch nicht völlig fehlen, cf. REIS, Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken, S. 118 — scharf von denen des Oberrotliegenden sich unterscheiden. Dagegen stimmen die oberrotliegenden Muscheln aus diesem westlichen Bezirk mit den aus mittel- und oberrotliegenden Ablagerungen Ostdeutschlands überein.

Es besteht auch hier insofern völlige Übereinstimmung, als die einzige in Ostdeutschland nicht horizontbeständige Form, die übrigens auch in Rußland eine solche Ausnahmestellung einnimmt, die *Palaeonodonta Verneuili* an der Saar und Nahe sowohl in unter-, wie auch oberrotliegenden Schichten nachgewiesen werden konnte.

Es möge die Aufzählung der einzelnen zur Untersuchung gelangten Formen folgen.

Formen des Unterrotliegenden

a) mit Schloßzähnen.

Carbonicola thuringensis GEINITZ.

1899. K. v. FRITSCH, S. 42, Taf. I, Fig. 2.

In mehreren Stücken liegt diese GEINITZ'sche Spezies sowohl aus den Odenbacher, wie auch aus den Hooper Schichten vor. Das auffallende Verhältnis von Länge und Höhe, der weit vorne liegende Wirbel machen die Bestimmung

gegenüber der sonst ziemlich nahestehenden *C. carbonaria* vollkommen einwandfrei. Die Abbildung, die K. v. FRITSCH gibt, stimmt mit den vorliegenden Exemplaren gut überein. Eine Ähnlichkeit mit der *C. (Cardinia) acuta* DE KONINCK war nicht zu beobachten, da *C. thuringensis* nie den Teil hinter dem Schloß verschmälert zeigt, wie es sowohl die Abbildung DE KONINCKS, als auch besonders die von W. HIND erkennen lassen.

Abmessungen:

Länge	24,0	23,9 mm
Höhe	10,0	8,4 „
Schloßrand	8,4	6,6 „
Wirbelabstand . .	5,0	4,6 „

Vorkommen: Odenbacher Schichten bei Staufebach-Fockenberg, Nußbach, Seedelle am Donnersberg, Bösodenbacher Hof bei Rathweiler, NO Seelen, Trahweiler und Haschbach bei Glan-Münchweiler, Bockshof am Knechtenberg bei Frutzweiler, in den Hooper Schichten von Würzweiler-Ruppertsecken. Aus den oberen Cuseler Schichten vom Spannagelberg an der Straße zwischen Jettenbach und Kollweiler, östlich vom Potzberg bei Kusel. Die angeführten Lokalitäten liegen sämtlich in der Rheinpfalz; das letztgenannte Vorkommen gehört dem Südflügel des pfälzischen Sattels an. Außerdem noch von Winterbach bei St. Wendel und aus dem Bohrloch Wellesweiler bei 417 m Teufe.

Dieser letzte Fundpunkt gehört, da das Etikett nichts besagt, vielleicht schon zum Oberkarbon. Es wäre dies dann eine weitere Bestätigung der Analogie mit mitteldeutschen Vorkommen, wo *C. thuringensis* sowohl im Oberkarbon der Schladebacher Bohrung, wie auch im thüringischen Rotliegenden nachgewiesen worden ist.

Carbonicola recta AMALITZKY.

1892. AMALITZKY, S. 150, Taf. XIX 18, 19.

Dasselbe Stück aus dem Bohrloch von Wellesweiler weist auch noch einen etwas unvollständigen Abdruck einer weiteren Muschel auf, den ich auf die obige AMALITZKY'sche Form beziehe. Der dort gegebenen Diagnose habe ich nichts hinzuzufügen, muß auch auf die AMALITZKY'sche Abbildung verweisen. Da das Stück etwas verdrückt erscheint, war von einer erheblichen Wölbung der Schale, die AMALITZKY besonders betont, nur wenig zu sehen.

Die Form, die in Rußland an das tiefste Rotliegende gebunden ist — Horizont E 1 und 2 —, käme also event. schon in karbonischen Schichten vor. Somit wäre ein weiterer Beweis dafür gegeben, daß die oberkarbonischen Zweischaler unverändert in das Unterrotliegende übergehen. Vgl. N. Jahrb. 1905, p. 59.

Carbonicola Goldfußiana DE KONINCK.

1899. K. v. FRITSCH, S. 41, Taf. I 3.

Auch das Vorhandensein dieser Spezies konnte nachgewiesen werden. Die Diagnose, die K. v. FRITSCH gibt, paßt durchaus auf die vorliegenden Stücke. Es scheinen ausgewachsene Exemplare vorzuliegen, bei denen das Verhältnis von Länge zur Höhe sich unwesentlich verschiebt, es beträgt hier nicht 1:1,8—9, sondern 1:2 und 1:2,1, die Länge übersteigt nirgends das von FRITSCH als Maximum angegebene Maß von 16 mm. Der Schloßrand ist gerade, der Vorderrand, gerundet abgestutzt, geht mit sanfter Biegung in den kaum merklich auswärts gekrümmten

Unterrand über. Der Hinterrand ist „schief abgeschnitten, dabei aber gerundet“. Die Schale ist mäßig gewölbt. Der auf den FRITTSCH'schen Abbildungen recht deutlich hervortretende, im Text aber nicht erwähnte Kiel ist auch hier recht deutlich. Zwischen Kiel und Schloßrand ist eine kleine flache Einbuchtung zu beobachten, die übrigens auch die FRITTSCH'schen Abbildungen und Originale zeigen. Auf diesem Teile der Schale werden die sonst regelmäßigen Anwachsstreifen undeutlicher.

Abmessungen:

Länge	12,4	13,3	13,9	15,7	15,9 mm
Höhe	6,3	6,7	6,9	8,3	8,5 „
Schloßrand	7,1	7,4	7,3	8,6	9,2 „
Wirbelabstand . .	3,2	3,3	3,4	3,9	4,7 „

Vorkommen: Obere Cuseler Schichten, Diedelkopf bei Kusel, Spannagelberg östlich vom Potzberg (Südflügel des Pfälzer Sattels) an der Straße Jettenbach—Kollweiler (Rheinpfalz) und Kirn an der Straße nach Hahnenbach (Rheinprovinz).

Carbonicola (Anthracosia) subnucleus AMALITZKY.

1892. AMALITZKY, S. 156, Taf. XX 19, 20.

Von dieser Spezies liegen mehrere etwas verdrückte Stücke in einem harten, stark gequetschten, graurötlichen Tonschiefer vor. Der beinahe in der Mitte der Schale gelegene Wirbel, die Form des Umrisses, der trotz der Verdrückung deutlich erhaltene Kiel beweisen die Identität mit der unterrotliegenden russischen Form AMALITZKY'S. Die Beschreibung und Abbildung, die AMALITZKY gibt, passen in allen Punkten auf die vorliegenden Exemplare. Infolge der starken Quetschung ließ sich über den Bau des Schlosses auch nichts feststellen, so daß ich mit AMALITZKY über die Richtigkeit der Zugehörigkeit der Spezies zum Genus *Anthracosia* nichts zu sagen vermag und sie daher zu *Carbonicola* nach dem im Eingange Gesagten vorläufig stelle.

Abmessungen:

Länge	21,9 mm
Höhe	10,3 „
Schloßrand	— „
Wirbelabstand	5,7 „

Vorkommen: Unterrotliegendes. Horizont EII. Sandsteinmergel von Tschubalowo an der Oka. Obere Cuseler Schichten bei der Mühle unterhalb Langenthal, Bl. Monzingen.

Carbonicola carbonaria GOLDFUSS.

Die schon oben auf S. 122 besprochene Form lag auch von folgenden Fundorten des Unterrotliegenden vor:

Vorkommen: Unterrotliegendes vom Steinbühel bei St. Wendel, von Kirn an der Nahe und von Quirnbach in der Rheinpfalz (Untere Abteilung der Oberen Cuseler Schichten = Odenbacher Schichten).

***Carbonicola carbonaria*, forma nova *trapezoides*.**

Ein Handstück eines „gelblichen feinkörnigen Sandsteins mit Anthracosien“, der „westlich von Quirnbach“ sich findet und der Odenbacher Stufe angehört, war bedeckt mit stark korrodierten Schalen der *Carbonicola thuringensis* GEINITZ. Bei den Bemühungen, an einer Doppelklappe den Schloßapparat freizulegen, zeigte es

sich, daß dieses Doppelklappenexemplar nicht sich auf die GEINITZ'sche Spezies beziehen ließ, da der äußere Umriß und die Maßverhältnisse nicht paßten, namentlich nicht das Verhältnis von Länge und Höhe, das VON FRITSCH als 25:10 angibt, während es hier 17:9 ist. Da diese Form, die sich durch einen an einem anderen Exemplare besser sichtbaren Schloßapparat zu dem Genus *Carbonicola* M'COY, em. AMALITZKY gehörig erwies, mit keiner zu *Carbonicola* bisher gestellten Spezies zu identifizieren war, so mußte eine neue Art aufgestellt werden, die ich nach dem trapezförmigen Schalenumriß „trapezoides“ nenne. Der ganz gerade Schloßrand und der fast gerade Unterrand sind einander parallel. Der Vorderrand fällt von dem den Schloßrand deutlich überragenden Wirbel in einem Winkel von ca. 140° ab und bildet eine auch bei *C. thuringensis* ebenso ausgebildete Ecke. Der Hinterrand, mit dem Schloßrand einen Winkel von ca. 110° bildend, ist abgestutzt, alle Ecken abgerundet. Die Steinkerne sind hoch gewölbt. Ein ovaler Muskeleindruck liegt vor dem Wirbel, etwas über der halben Höhe und auf dem halben Abstand zwischen Wirbel und Vorderrand. Unregelmäßige Zuwachswülste und feine Anwachsstreifen sind vorhanden, ahmen aber den Schalenumriß, wenigstens in den oberen Teilen, nicht nach, sondern verlaufen in sanfter Auswärtskrümmung büschelförmig bis zum Kiel. Da ein solcher deutlich vorhanden ist, so ließ sich die Form zu der im Umriß sehr variablen *C. carbonaria*, der nach AMALITZKY ein Kiel fehlt, nicht stellen. Der Kiel verläuft vom Wirbel zum Hinterrande, in dessen halber Höhe er etwa endigt. Das von Kiel, Schloßrand und Hinterrand gebildete stumpfe Dreieck erscheint etwas eingesenkt. Am Schloßrande ist der stark verlängerte Seitzahneindruck deutlich als Kerbe bemerkbar.

Dimensionen:

Länge	17,4 mm	— mm
Höhe	8,9 „	7,5 „
Schloßrand	9,2 „	7,8 „
Wirbelabstand	6,6 „	6,2 „

Vorkommen: In gelben, den Odenbacher Schichten angehörigen Sandsteinen von Quirnbach bei Kusel (bayer. Pfalz).

Die Zugehörigkeit zu der GOLDFUSS'schen Spezies *C. carbonaria* oder die Selbständigkeit der vorliegenden Form wird sich erst nach der beabsichtigten Revision aller bisher zu der genannten Spezies gerechneten Typen ermöglichen lassen. Sie ist deshalb zunächst als nov. forma aufgeführt worden, soll aber erst in der beabsichtigten Revision abgebildet werden, da ihr Erhaltungszustand eine Wiedergabe durch Photolithographie nicht erlaubte und die Einfügung einer Zeichnung in die Tafel untunlich war.

b) Formen ohne Schloßzähne.

***Palaeonodonta Fritschi* mihi.**

Taf. I, Fig. 15.

1899: K. v. FRITSCH, *Anodonta* cf. *compressa* LUDWIG, S. 43, Taf. I 1.1905. A. SCHMIDT, *Anthracosia Fritschi*, S. 47, Taf. V 2.

Es liegt eine Platte eines grauen, tonigen sehr feinkörnigen Sandsteines vor, die mit Schalenfragmenten und wenigen, dann aber trefflich erhaltenen Steinkern-Doppelklappen bedeckt ist.

Die Form des Schalenumrisses und alle Einzelheiten der Skulptur machen die Identität der pfälzischen Stücke mit den von mir aus Sachsen und Nordböhmen erwähnten so wahrscheinlich, daß ich nicht anstehe, die vorliegenden zu der gleichen Spezies zu stellen.

Abmessungen der pfälzischen Stücke:

Länge	17,0	16,2	15,0 mm
Höhe	7,0	—	6,7 „
Schloßrand	9,5	7,8	7,6 „
Wirbelabstand . . .	4,2	4,0	3,9 „

Infolge der vorzüglichen Erhaltung war es möglich, diese Spezies jetzt eindeutig zu der Gattung (*Najadites* DAWSON) *Palaeonodonta* AMALITZKY zu stellen. AMALITZKY gibt folgende Charakteristik¹⁾ für das Schloß seiner Gattung: „Schloßapparat zahulos; an seiner Stelle befindet sich auf dem Kardinalrande ein feiner, kaum bemerkbarer Wulst, der hinter dem Wirbel die Furche des äußeren Ligamentes begrenzt.“ Später²⁾ sagt er folgendes: „Ligament external, situated behind the umbones. Hinge-margin toothless, curved, angulated or straight, sometimes thickened.“

Diese Diagnose trifft auf die vorliegenden Exemplare vollkommen zu, so daß ich die Form, die ich vorher wegen mangelhaft erhaltenen Schlosses als „*Anthracosia?*“ bezeichnen mußte, jetzt zu *Palaeonodonta* stellte. Denn auch das Vorkommen ist ja nahezu das gleiche: Oberste Ottweiler Schichten (Schladebach); unteres Rotliegendes (Qualisch bei Trautenau), mittleres Unterrotliegendes = Hooyer Schichten vom Mühlberg bei Imsweiler, südlich Rockenhausen a. d. Alsenz.

Palaeonodonta Verneuli AMALITZKY.

1892. AMALITZKY, S. 187, Taf. XIX 28—30.

1905. A. SCHMIDT, S. 51, Taf. V 5.

Diese Form konnte in zahlreichen Exemplaren aus dem Oberkarbon, dem Unterrotliegenden nachgewiesen werden. Auch von Heiligenmoschel (Winnweiler Stufe des Oberrotliegenden) lag ein Bruchstück vor, das ich auf diese Spezies beziehe. Zu der treffenden AMALITZKY'schen Diagnose habe ich nichts zu bemerken.

Dieser Zweischaler ist also an keinen Horizont gebunden, wenn es auch nach den Funden aus dem Saar-Nahegebiet den Anschein hat, als ob er im Unterrotliegenden besonders häufig anzutreffen ist. Ein gleiches läßt die AMALITZKY'sche Zusammenstellung auf S. 212 seiner Monographie übrigens auch vermuten.

Die in Aussicht gestellte Revision der *P. Verneuli* = *Unio umbonatus* VERN., die mit einer späteren Bearbeitung der uralischen Vorkommen von AMALITZKY erfolgen sollte, ist meines Wissens nicht erschienen. Es müssen daher die recht verschiedenen Formen noch unter diesem Speziesnamen aufgeführt werden. Das mir vorliegende Material war für eine durchgreifende Revision zu gering.

Palaeonodonta Fischeri AM.

1892. AMALITZKY, S. 191, Taf. XXII 34—39.

Zwei gut erhaltene Steinkerne zeigten deutlich die charakteristischen Formen der AMALITZKY'schen Spezies. Die Ränder sind nicht parallel, da der Unterrand eine

¹⁾ AMALITZKY, Palaeontographica, Band 39, pag. 183.²⁾ AMALITZKY, Quarterly journal of the geological society of London. vol. 51. 1895, pag. 346.

sich, daß dieses Doppelklappenexemplar nicht sich auf die GEINITZ'sche Spezies beziehen ließ, da der äußere Umriß und die Maßverhältnisse nicht paßten, namentlich nicht das Verhältnis von Länge und Höhe, das von FRITSCH als 25:10 angibt, während es hier 17:9 ist. Da diese Form, die sich durch einen an einem anderen Exemplare besser sichtbaren Schloßapparat zu dem Genus *Carbonicola* M'COY, em. AMALITZKY gehörig erwies, mit keiner zu *Carbonicola* bisher gestellten Spezies zu identifizieren war, so mußte eine neue Art aufgestellt werden, die ich nach dem trapezförmigen Schalenumriß „*trapezoides*“ nenne. Der ganz gerade Schloßrand und der fast gerade Unterrand sind einander parallel. Der Vorderrand fällt von dem den Schloßrand deutlich überragenden Wirbel in einem Winkel von ca. 140° ab und bildet eine auch bei *C. thuringensis* ebenso ausgebildete Ecke. Der Hinterrand, mit dem Schloßrand einen Winkel von ca. 110° bildend, ist abgestutzt, alle Ecken abgerundet. Die Steinkerne sind hoch gewölbt. Ein ovaler Muskeleindruck liegt vor dem Wirbel, etwas über der halben Höhe und auf dem halben Abstand zwischen Wirbel und Vorderrand. Unregelmäßige Zuwachswülste und feine Anwachsstreifen sind vorhanden, ahmen aber den Schalenumriß, wenigstens in den oberen Teilen, nicht nach, sondern verlaufen in sanfter Auswärtskrümmung büschelförmig bis zum Kiel. Da ein solcher deutlich vorhanden ist, so ließ sich die Form zu der im Umriß sehr variablen *C. carbonaria*, der nach AMALITZKY ein Kiel fehlt, nicht stellen. Der Kiel verläuft vom Wirbel zum Hinterrande, in dessen halber Höhe er etwa endet. Das von Kiel, Schloßrand und Hinterrand gebildete stumpfe Dreieck erscheint etwas eingesenkt. Am Schloßrande ist der stark verlängerte Seitenzahneindruck deutlich als Kerbe bemerkbar.

Dimensionen:

Länge	17,4 mm	— mm
Höhe	8,9 „	7,5 „
Schloßrand	9,2 „	7,8 „
Wirbelabstand . . .	6,6 „	6,2 „

Vorkommen: In gelben, den Odenbacher Schichten angehörigen Sandsteinen von Quirnbach bei Kusel (bayer. Pfalz).

Die Zugehörigkeit zu der GOLDFUSS'schen Spezies *C. carbonaria* oder die Selbständigkeit der vorliegenden Form wird sich erst nach der beabsichtigten Revision aller bisher zu der genannten Spezies gerechneten Typen ermöglichen lassen. Sie ist deshalb zunächst als nov. forma aufgeführt worden, soll aber erst in der beabsichtigten Revision abgebildet werden, da ihr Erhaltungszustand eine Wiedergabe durch Photolithographie nicht erlaubte und die Einfügung einer Zeichnung in die Tafel untunlich war.

b) Formen ohne Schloßzähne.

Palaeanoðonta Fritschii mihi.

Taf. I, Fig. 15.

1899: K. v. FRITSCH, *Anodonta* cf. *compressa* LUDWIG, S. 43, Taf. I 1.

1905: A. SCHMIDT, *Anthracosia Fritschii*, S. 47, Taf. V 2.

Es liegt eine Platte eines grauen, tonigen sehr feinkörnigen Sandsteines vor, die mit Schalenfragmenten und wenigen, dann aber trefflich erhaltenen Steinkern-Doppelklappen bedeckt ist.

Die Form des Schalenumrisses und alle Einzelheiten der Skulptur machen die Identität der pfälzischen Stücke mit den von mir aus Sachsen und Nordböhmen erwähnten so wahrscheinlich, daß ich nicht anstehe, die vorliegenden zu der gleichen Spezies zu stellen.

Abmessungen der pfälzischen Stücke:

Länge	17,0	16,2	15,0 mm
Höhe	7,0	—	6,7 „
Schloßrand	9,5	7,8	7,6 „
Wirbelabstand . . .	4,2	4,0	3,9 „

Infolge der vorzüglichen Erhaltung war es möglich, diese Spezies jetzt eindeutig zu der Gattung (*Najadites* DAWSON) *Palaeonodonta* AMALITZKY zu stellen. AMALITZKY gibt folgende Charakteristik¹⁾ für das Schloß seiner Gattung: „Schloßapparat zahlos; an seiner Stelle befindet sich auf dem Kardinalrande ein feiner, kaum bemerkbarer Wulst, der hinter dem Wirbel die Furche des äußeren Ligamentes begrenzt.“ Später²⁾ sagt er folgendes: „Ligament external, situated behind the umbones. Hinge-margin toothless, curved, angulated or straight, sometimes thickened.“

Diese Diagnose trifft auf die vorliegenden Exemplare vollkommen zu, so daß ich die Form, die ich vorher wegen mangelhaft erhaltenen Schlosses als „*Anthracosia*?“ bezeichnen mußte, jetzt zu *Palaeonodonta* stellte. Denn auch das Vorkommen ist ja nahezu das gleiche: Oberste Ottweiler Schichten (Schladebach); unteres Rotliegendes (Qualisch bei Trautenau), mittleres Unterrotliegendes = Hooyer Schichten vom Mühlberg bei Imsweiler, südlich Rockenhausen a. d. Alsenz.

Palaeonodonta Verneuili AMALITZKY.

1892. AMALITZKY, S. 187, Taf. XIX 28—30.

1905. A. SCHMIDT, S. 51, Taf. V 5.

Diese Form konnte in zahlreichen Exemplaren aus dem Oberkarbon, dem Unterrotliegenden nachgewiesen werden. Auch von Heiligenmoschel (Winnweiler Stufe des Oberrotliegenden) lag ein Bruchstück vor, das ich auf diese Spezies beziehe. Zu der treffenden AMALITZKY'schen Diagnose habe ich nichts zu bemerken.

Dieser Zweischaler ist also an keinen Horizont gebunden, wenn es auch nach den Funden aus dem Saar-Nahegebiet den Anschein hat, als ob er im Unterrotliegenden besonders häufig anzutreffen ist. Ein gleiches läßt die AMALITZKY'sche Zusammenstellung auf S. 212 seiner Monographie übrigens auch vermuten.

Die in Aussicht gestellte Revision der *P. Verneuili* = *Unio umbonatus* VERN., die mit einer späteren Bearbeitung der uralischen Vorkommen von AMALITZKY erfolgen sollte, ist meines Wissens nicht erschienen. Es müssen daher die recht verschiedenen Formen noch unter diesem Speziesnamen aufgeführt werden. Das mir vorliegende Material war für eine durchgreifende Revision zu gering.

Palaeonodonta Fischeri AM.

1892. AMALITZKY, S. 191, Taf. XXII 34—39.

Zwei gut erhaltene Steinkerne zeigten deutlich die charakteristischen Formen der AMALITZKY'schen Spezies. Die Ränder sind nicht parallel, da der Unterrand eine

¹⁾ AMALITZKY, Palaeontographica, Band 39, pag. 183.²⁾ AMALITZKY, Quarterly journal of the geological society of London. vol. 51. 1895, pag. 346.

sanfte Krümmung aufweist, während der Schloßbrand ganz gerade ist. Der Wirbel ist kräftig und liegt zwischen dem ersten Fünftel und Viertel der Länge. Von ihm verläuft ein sehr deutlicher Kiel nach hinten mit leichter Aufwärtsbiegung. Der Vorderrand senkt sich zunächst abwärts, zieht dann aber abgestutzt, beinahe einen Viertelkreis bildend, zum Unterrande. Der Hinterrand ist ebenfalls nach oben zu abgestutzt und abgerundet. Alle Ecken sind gerundet.

Abmessungen:

Länge	31,3	29,4 mm
Höhe	13,1	12,7 „
Schloßbrand	14,2	13,7 „
Wirbelabstand	8,6	8,1 „

Vorkommen: Obere Cuseler (= Odenbacher) Schichten (?) bei Kirn, Oberrotliegendes von Heiligenmoschel.

Gegenüber dem gegen die russischen Vorkommen etwas tieferen Horizonte sei bemerkt, daß AMALITZKY die Gruppe der *Palaeonodonta Fischeri* in ebenso tiefen, wenn nicht noch tieferen Schichten beginnen läßt. Auch ist die Spezies schon im Horizont C „überaus zahlreich“, so daß ein nur wenig tiefer beobachtetes Auftreten nicht auffällig erscheint. Bemerkenswert sei noch hierzu, daß das Sammlungsetikett keine Angabe über den Horizont enthielt. Die petrographische Ähnlichkeit des Gesteines mit einem horizontierten Stück, ebenfalls von Kirn, machte die obige Horizontangabe wahrscheinlich.

***Carbonicola (Anthracosia) Kirnensis* LUDWIG.**

Umriß in 1½ facher Größe, siehe Textfigur 2.

1863. R. LUDWIG, Palaeontographica. XI., Taf. XXII 8.

LUDWIG führt noch aus der Nähe von Kirn an der Nahe eine Form an, die er unter dem obigen Namen beschrieb. Nach dem vernichtenden Urteil über die LUDWIG'schen Zeichnungen, das W. HIND nach Einsicht der in Dresden aufbewahrten Originale fällt, möchte ich die Selbständigkeit sogar den älteren Spezies gegenüber bezweifeln und sie als eine *C. carbonaria* auffassen. Doch ist eine endgültige Entscheidung der Frage erst nach Einsicht der Originale selbst möglich. Bemerkenswert möchte ich aber, daß insofern schon ein Irrtum bei LUDWIG besteht, als er die Schichten für karbonisch hält, wohl, weil dort ein kleines Kohlenflötz abgebaut wird. Nach neueren Karten ist bei Kirn nur Rotliegendes vorhanden, so daß man diesen Zweischaler wohl einwandfrei ins Rotliegende (Unterrotliegendes oder Überkohlschichten) zu stellen haben wird, ganz abgesehen davon, ob sich seine Selbständigkeit wird aufrecht erhalten lassen.

Abmessungen (nach der LUDWIG'schen Abbildung, siehe Textfigur S. 122):

Länge	38,9 mm
Höhe	15,2 „
Schloßbrand	19,6 „
Wirbelabstand	9,2 „

Vorkommen: Unterrotliegendes, vermutlich Cuseler Schichten von Kirn a. d. Nahe.

Formen aus dem Oberrotliegenden.

Nur von einem einzigen Fundort konnten oberrotliegende Vertreter zur Untersuchung gelangen und zwar von Heiligenmoschel. Dieser Fundort gehört

zu den Winnweiler Schichten und ist in den Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken S. 121 unten erwähnt. Folgende Spezies ließen sich daraus nachweisen:

***Palaeanodonta Castor* EICHWALD.**

Taf. I, Fig. 2.

1892. AMALITZKY, S. 192, Taf. XXII 40—43.

1905. A. SCHMIDT, S. 49, Taf. V, 4 a b, 8 b.

Die Unterseite eines sehr harten und spröden grauen Tonschiefers enthielt einen Abdruck von *Callipteris conferta* BRGT., während die Oberseite zahlreiche Schalenfragmente von Zweischalern aufwies. Zunächst die obige Form. Der Schalenumriß stellt ein längliches Oval vor, die größte Breite liegt etwas hinter dem mäßig kräftigen Wirbel, der zwischen dem ersten Viertel und Drittel der ganzen Länge liegt. Der Schloßrand ist kurz und geht unmerklich in den runden, etwas abgestutzten Hinterrand über. Der Unterrand, mäßig auswärts gebogen, läuft dem Schloßrande fast parallel. Vorderrand gerundet und abgestutzt. Die Schale ist mit feinen Anwachsstreifen und gelegentlich auch mit Wülsten bedeckt. Die Anwachsstreifung dieser Spezies ist so charakteristisch, daß die Erkennung gerade dieser Form mit zu der leichtesten zu zählen ist. Denn die Streifen sind gemäß des ungleichen Wachstums des Tieres am Hinterende weiter als am Vorderende voneinander entfernt.

Abmessungen:

Länge	21,0 mm
Höhe	8,8 "
Schloßrand	9,7 "
Wirbelabstand	5,3 "

Vorkommen: In oberrotliegenden Schichten (Winnweiler Schichten) am Hundsrück bei Heiligenmoschel.

***Palaeanodonta parallela* AMALITZKY.**

Taf. I, Fig. 1.

1892. AMALITZKY, S. 194, Taf. XXII 25.

1905. A. SCHMIDT, S. 48, Taf. V 3.

Auch diese Spezies konnte nachgewiesen werden. Hinsichtlich der äußeren Form ergaben sich gegen früher keine Abweichungen. Es darf daher auf die Diagnose, die AMALITZKY gibt, und den unwesentlichen Zusatz in meinem kleinen Aufsätze wohl verwiesen werden. Nach den Abmessungen zu urteilen, hat hier ein jüngeres Tier vorgelegen.

Abmessungen:

Länge	18,1 mm
Höhe	8,8 "
Schloßrand	7,0 "
Wirbelabstand	5,8 "

Vorkommen: Mittleres Oberrotliegendes (Winnweiler Schichten) vom Hundsrück bei Heiligenmoschel.

***Palaeanodonta Fischeri* AMALITZKY.**

***Palaeanodonta Verneuli* AMALITZKY.**

Diese beiden Spezies, die schon auf S. 129 besprochen worden sind, lagen ebenfalls vor.

Vorkommen: Oberrotliegendes (Winnweiler Schichten) vom Hundsrücken bei Heiligenmoschel.

Palaeanodonta sphenoides nov. spec.

Taf. I, Fig. 19.

Diese neue Art weicht im Umriß und in der Lage des Wirbels stark von den anderen Spezies ab. Es liegen mehrere Exemplare vor in einem sehr harten, graublauen Tone. Neben mehreren Schalenbruchstücken, an denen Vorder- oder Hinterrand fehlt, liegt eine vollständige Doppelklappe vor, die sich durch ihre zum Teil erhaltene dunkelbraune Epidermis deutlich von dem Gestein abhebt. Der zahnlose Schloßrand ist gerade, 7 mm lang. Unter dem deutlich gewölbten Wirbel ist die Anwachsstelle des äußeren Ligaments in Form einer flachen Furche erkennbar. Vom Wirbel senkt sich in einem Winkel von etwa 150° der kurze Vorderrand herab und biegt dann, einen Viertelkreis bildend, zum Unterrand um. Da der Unterrand sich sanft auswärts wölbt, und die größte Höhe der Muschel unter dem hinteren Ende des Schloßrandes liegt, so gewinnt die Muschel ein breit keilförmiges Aussehen. Der Hinterrand ist abgerundet und zieht mit einer leichten Knickung zum Schloßrand hinauf. Die Umbiegung des Vorderrandes liegt etwa 2 mm, die des Hinterrandes 5 mm unterhalb des Schloßrandes. Der bei diesen Muscheln selten fehlende Kiel ist auch bei dieser Spezies vorhanden und verläuft vom Wirbel nach der Umknickungsstelle des Hinterrandes; in der Nähe des Wirbels scharf ausgeprägt, verliert er allmählich an Deutlichkeit. Die Schalen sind verhältnismäßig hoch gewölbt. Zarte Zuwachsstreifung ist vorhanden, Anwachswülste kaum angedeutet. Muskeleindrücke waren nicht zu beobachten.

Dimensionen:

Länge	13,5 mm
Höhe	7,0 "
Schloßrand	6,5 "
Wirbelabstand	3,0 "

Vorkommen: Oberrotliegendes (unteres oder mittleres) vom Hundsrück bei Heiligenmoschel.

Palaeanodonta spec. indet.

Von dieser Art war zunächst nur der stark emporgewölbte Wirbel sichtbar. Durch vorsichtiges Präparieren gelang es, den Steinkern bis auf einen kleinen Teil des Vorderrandes, den ein Exemplar der *Palaeanodonta Castor* überdeckt, frei zu legen. Der Vorderrand scheint vollkommen abgerundet zu sein, der Unterrand ist sanft auswärts gekrümmt und geht allmählich in den ebenfalls runden Hinterrand über, der gegen den Schloßrand eine gerundete Ecke bildet. Der Schloßrand selbst ist gerade; der Wirbel ist stark emporgewölbt und erscheint etwas rückwärts gedreht. Dadurch entsteht zwischen ihm und dem Hinterrande eine verhältnismäßig tiefe Einsenkung. Ein Kiel ist kaum angedeutet. Dem Unterrande parallele Anwachsstreifen, die einen fast gleichen Abstand von einander haben, sind vorhanden, aber nicht sehr deutlich. Zähne sind am Schloßrande nicht wahrnehmbar.

Abmessungen:

Länge	? 7,0 mm
Höhe	4,5 "
Schloßrand	? 3,0 "
Wirbelabstand	? 2,5 "

Vorkommen: In sehr hartem, grauem „Tonstein“ des Oberrotliegenden vom Hundsrück bei Heiligenmoschel.

Vertikale Verteilung der einzelnen Spezies.

Spezies	Karbon		Unterrotliegendes (an der Saar)					Mittleres Oberrotliegendes (Winnweiler Schichten)
	Untere Ottweiler Sch.	Mittlere und obere Ottweiler	Untere Cuseler	Odenbacher	Hooyer	Untere Lebacher	Obere Lebacher	
						(Mittelrotliegendes) ¹⁾		
<i>Carbonicola carbonaria</i> GOLDF.	S, T?	T	S, T	S, T	S	—	—	—
<i>Carbonicola</i> , forma nov. <i>trapezoides</i>	—	—	—	S	—	—	—	—
<i>Carbonicola turgida</i> HIND	S	—	—	—	—	—	—	—
<i>Carbonicola aquilina</i> HIND	S	—	—	—	—	—	—	—
<i>Carbonicola Weissiana</i> GEINITZ	S	—	—	—	—	—	—	—
<i>Carbonicola Saravana</i> spec. nov.	S	—	—	—	—	—	—	—
<i>Carbonicola palatina</i> nov. spec.	—	—	—	S	—	—	—	—
<i>Carbonicola thuringensis</i> GEINITZ	S	T	T	S	S	—	—	—
<i>Carbonicola recta</i> AMALITZKY	S?	S?	R	—	—	—	—	—
<i>Carbonicola Goldfussiana</i> D. KON.	—	T	T, W	T	S, T	T?	—	—
<i>Carbonicola subnucleus</i> AM.	—	—	—	R	S	—	—	—
<i>Carbonicola Kirnensis</i> R. LUDWIG	—	—	—	—	? S	—	—	—
<i>Palaeonodonta Fritschii</i> mihi.	—	T	W, S	S	S	—	—	—
<i>Palaeonodonta Verneüli</i> AMAL.	—	—	R, W	S, R, W, T	S, R, W, T	R? W	R? W	S
<i>Palaeonodonta Fischeri</i> AMAL.	—	—	—	—	S, R	R	R	S, R
<i>Palaeonodonta Castor</i> EICHWALD	—	—	—	—	—	R, W	R, W	S, R
<i>Palaeonodonta parallela</i> AM.	—	—	—	—	—	R, W	R, W	S
<i>Palaeonodonta sphenoides</i> nov. spec.	—	—	—	—	—	—	—	S
<i>Palaeonodonta</i> spec. indet.	—	—	—	—	—	—	—	S

S: Saar-Nahegebiet, T: Thüringen, Wettin, W: (Waldenburg), Niederschlesien und Nordböhmen, R: Rußland.

In dieser Zusammenstellung sind die mittelrotliegenden Vorkommen Niederschlesiens den Lebacher Schichten gleichgestellt, die höheren Vorkommen aus dem Inneren Böhmens vorläufig als Oberrotliegendes gezählt. Die russischen Vorkommen wurden nach der gleichfalls bei AMALITZKY aufgeführten GEINITZ'schen Einteilung eingetragen.

Die vorstehende Tabelle zeigt die Verteilung der Zweischaler innerhalb der jungpalaeozoischen Ablagerungen an der Saar und Nahe. Vergleicht man mit dieser die Zusammenstellung, die AMALITZKY am Schlusse seiner oft zitierten Arbeit auf den S. 211 und 212 gibt, so ergibt sich, daß gegen die russischen Vorkommen durchgreifende Unterschiede nicht festzustellen waren. Vielmehr erweisen sich hier wie dort die meisten Arten als äußerst horizontbeständig. Nur wenige gehen durch mehrere Zonen hindurch. *Carbonicola carbonaria* steigt aus dem Karbon bis ins Unterrotliegende hinauf; dasselbe ist der Fall bei den bisher auf Mitteleuropa beschränkten Formen der *C. thuringensis* und *C. Goldfussiana*. Im Unterrotliegenden tritt erstmalig auf und zwar in den obersten Horizonten *Palaeonodonta*

¹⁾ Siehe den zweiten Absatz in Kleinschrift unmittelbar unter der Tabelle.

Fischeri, während *P. Verneuli* zusammen mit den bei uns bisher noch nicht nachgewiesenen *Anthracosia Löwinsoni* und *Palaeomutela Keyserlingi* im ganzen Rotliegenden anzutreffen ist. Hinsichtlich der Genera ergibt sich, daß die bezahnten Formen aus dem Karbon ins Unterrotliegende aufsteigen, dort dann gleichzeitig mit zahnlosen Spezies zusammen vorkommen und hier erlöschen, während die zahnlosen Muscheln im Karbon bisher nur in einer Form beobachtet wurden, im Rotliegenden aber sofort zahlreich auftreten. Der kleine Unterschied, der sich in den deutschen unterrotliegenden Ablagerungen gegenüber den russischen geltend macht, wo durch AMALITZKY bereits vier zahnlose Spezies bekannt geworden sind, während sich bei uns bisher nur die *P. Verneuli* hat nachweisen lassen, ist wohl nur darauf zurückzuführen, daß die deutschen Zweischaler bis jetzt noch einer umfassenden Bearbeitung nicht unterzogen sind, daß man sich vielmehr immer nur darauf beschränkt hat, in den Fossilisten aus diesen Schichten „*Anthracosien*“ anzugeben, ohne die speziellen Unterschiede zu berücksichtigen.

Süßwasser- oder marine Tiere?

Die Erörterungen über diese Frage waren als geschlossen zu betrachten. Denn die neueren Bearbeitungen sowohl der karbonischen, wie auch der dyadischen Zweischaler fassen diese Tiere als Süßwasserbewohner auf. Eine Bemerkung v. KOENENS veranlaßt mich, nochmals auf diese Frage einzugehen und darzulegen, daß die Mehrzahl dieser karbonischen und alle besprochenen Rotliegendzweischaler nur als Süßwassertiere aufgefaßt werden können. Herr v. KOENEN¹⁾ war früher (1865) durch das Studium einiger Zweischaler von der Grube Hannibal bei Bochum zu der Ansicht gelangt, daß, auf Grund des Schloßbaues alle *Anthracosien* marine Muscheln gewesen sein müssen. Auch wird dies dadurch bewiesen, daß *Anthracosia* zusammen mit den sicher marinen Tieren, wie *Avicula*, *Anoplophora* und *Serpula* dort vorkommt. Die Beobachtungen von KOENENS sind zweifellos richtig. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß damals auf Zeche Hannibal höchstens mittleres produktives Karbon gebaut wurde. Die Schichten, denen mein Material entstammt, sind aber höhere, für die der Schluß von KOENENS nicht zutrifft. Denn W. HIND betont im Anfange seiner Monographie durchaus die Möglichkeit, daß die auch von ihm nach sorgfältiger Überlegung als Süßwasserbewohner angesprochener *Anthracosien* durch Einschwemmung in Schichten mit rein mariner Fauna gelangt sein können. Gerade diese Möglichkeit gewinnt für die englischen Vorkommen an Wahrscheinlichkeit, wenn man berücksichtigt, daß England, obwohl dem rein paralischen Typus der Karbonentwicklung angehörend, doch in unmittelbarer Nähe der damaligen Küste gelegen ist. Die Wahrscheinlichkeit, zusammen mit rein marinen Formen auch noch gut erhaltene Süßwasserformen zu finden, ist gerade für solche Örtlichkeiten eine außerordentlich große. Wäre aber für diesen Fundort und das gleichartige und gleichaltrige westfälische Vorkommen die Möglichkeit gegeben, daß diese Zweischaler marin sein könnten, so fällt für die anderen und zahlreicheren Fundorte, die alle im Bereich der limnischen Entwicklung liegen, diese Möglichkeit völlig aus. Die limnischen Karbon- und die gesamten echten Rotliegendebildungen, mit Ausnahme des Zechsteins und der dazu überleitenden Bildungen des Kupferschiefers, den das als Brandungskonglomerat

¹⁾ Vgl. die Notiz im Zentralblatt für Mineralogie u. s. w. 1905. Nr. 10.

zu deutende „Weißliegende“ unterlagert, sind bisher stets als Süßwasserbildung aufgefaßt worden und dokumentieren es auch durch ihre sonstige Fossilführung. ZITTEL und STEINMANN fassen die permischen Fische als Süßwasserbewohner auf und auch KOKEN bemerkt (Vorwelt, S. 211), daß ihre Vorfahren schon seit dem Silur in das Süßwasser verdrängt waren.

Zweifellos waren die älteren Anthracosien¹⁾ marine Vertreter, die aber wie die Proselachier und Ganoiden in brackische und süße Wässer gedrängt wurden, sich dem Leben im süßen Wasser anpaßten. Dabei trat eine Reduktion der Zahnelemente ein. Damit war ihr völliger Untergang besiegelt, da sie, soweit die Möglichkeit der Rückkehr in das Meer für sie gegeben war, sich nicht mehr an die geänderten Lebensbedingungen adaptieren konnten. Einem Teile war auch diese Möglichkeit benommen, da infolge der intrakarbonischen Gebirgsbildung ein großer Teil der Süßwasserbecken durch Hebung der Austrocknung anheimfiel. Während aber für die ostdeutschen und böhmischen Vorkommen der Weg klar ist, den die Tierwelt jener Gegenden aus dem Meere ins Süßwasser nahm, waltet für die westdeutschen Verhältnisse eine solche Klarheit zunächst nicht ob. Im Osten Deutschlands weist das Unterkarbon (Kulm) auf die Verbindung mit dem offenen Meere hin. Erst spät hat sich dort dieser Verbindungsweg geschlossen, da noch die sudetische Stufe im niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbecken einen vereinzelt Fund aufweist, der sich marin deuten läßt. Anders liegen die Verhältnisse im Saargebiet. Das Liegende der Saarbrücker Steinkohlen ist noch nicht erbohrt. Mag es auch sein, was es wolle, so wird man doch etwa folgenden Weg als möglich oder wahrscheinlich anerkennen können. Das Unterkarbon, auch in seiner flötzführenden Entwicklung, charakterisiert sich als eine Wechsellagerung von marinen Schichten, von Brandungsbildungen und von Kohlenflötzen. Der Unterschied einer paralischen und limnischen Entwicklung ist noch nirgends angedeutet. Durch die zerstreuten tieferen Karbonablagerungen Süddeutschlands, die bei Berghaupten-Diersburg sogar noch flötzführend entwickelt sind, wird der Beweis geliefert, daß damals auch ein großer Teil dieses Gebietes vom Meere eingenommen wurde. Dann setzte zur Zeit des unteren produktiven Karbon die varistische Gebirgsfaltung ein. Durch diese wurde Süddeutschland dem Meere entzogen. In Vertiefungen der Oberfläche, kleinen, flachen Becken, hielt sich noch einige Zeit eine marine Fauna. Die Becken unterlagen aber der allmählichen Aussüßung und die darin zurückgebliebenen Meerestiere paßten sich der neuen Umgebung vollkommen an: sie wurden Süßwasserbewohner.

Die einzige Schwierigkeit, die mir bei der Auffassung der in Rede stehenden Zweischaler als Süßwassertiere zu bestehen scheint, liegt in ihrer weltweiten Verbreitung. Nicht nur in Rußland, Niederschlesien und Böhmen, in Thüringen und der Saar-Nahegegend sind sie bisher nachgewiesen, sondern auch aus Nordamerika und Zentral-²⁾ und Südafrika³⁾ liegen Funde vor. Bei der Anpassungsfähigkeit jedoch, die diese Tiere offenbar besaßen, scheint mir hierin keine zu große Schwierigkeit für die Erklärung zu liegen. Beachtet man, daß die Anpassung dieser Muscheln an

¹⁾ Ein weiteres Eingehen auf die Abstammung muß ich mir mit Rücksicht auf das beschränkte Material hier versagen, hoffe aber, darauf in einer späteren Arbeit zurückzukommen.

²⁾ Vgl. J. W. GREGORY, contributions to the geology of British East-Africa, part IV. The age of the Jombo series and the Duruma sandstone im Quarterly journal 1900. Band 56, S. 228.

³⁾ Vgl. AMALITZKY, a comparison of the permian freshwater lamellibranchiata etc. im Quarterly journal 1895. Band 51, S. 337—351.

das Süßwasserleben, die sich in der Reduktion der Schloßelemente dokumentiert, entweder direkt ohne Zwischenstufen vollzog, oder daß die Anpassung allmählich erfolgte, wobei eine oder mehrere Übergangsformen¹⁾ zu beobachten sind, und beachtet man ferner, daß auf diesem Wege äußerlich sehr ähnliche Formen, jedoch mit abweichendem Schloßapparat, nicht völlig gleichzeitig entstanden, so liegt für die Erklärung der afrikanischen Vorkommen der folgende Schluß nahe genug:

Die älteren Anthracosien haben als Meerestiere eine sehr weite Verbreitung gehabt. Waren sie nun bald später, bald früher gezwungen, sich an das Süßwasser zu adaptieren, so konnte das immer nur auf demselben Wege, der Reduktion der Schloßelemente, erfolgen. Der äußere Umriß änderte sich hierbei aber kaum. So sehen wir sowohl in Europa, wie auch in Amerika, nahezu gleichzeitig die Umwandlung der marinen Anthracosien zu den süßwasserbewohnenden Formen mit mehr oder minder reduziertem Schloß sich vollziehen. In diesen beiden Gegenden setzt ja auch fast gleichzeitig die — varistische und appalachische — Gebirgsbildung ein, die eine Änderung der Lebensbedingungen herbeiführen mußte. In Südafrika liegen die Verhältnisse etwas anders. Hier haben sich äußerlich abweichende, in ihrer Wirkung auf die Fauna aber gleiche Umwälzungen ebenso, wenn auch später vollzogen. Das Auftreten der aus den bezahnten marinen Anthracosien hervorgegangenen zahnarmen oder wenn auch zahnlosen Süßwasserformen, die früher als *Iridina* beschrieben, heute aber als *Palaeomutela* = *Carbonicola* und *Palaeonodonta* aufgefaßt werden, wird somit durch ähnliche Vorgänge erklärt. Die Verschiedenheit der Zeit des Eintrittes der umgestaltenden Ereignisse spricht sich auch deutlich genug aus. Denn die Beaufort-Beds, in denen die *Iridinen* bisher beobachtet sind, gelten als höchste Dyas oder Untertrias. AMALITZKY bezeichnet übrigens die südafrikanischen Formen nur als „äußerst ähnlich“ — extremely like — den russischen. Die reiche südafrikanische Reptilienfauna deutet ferner darauf hin, daß ein großer Kontinent damals in südlichen Gegenden bestand. Das Vorhandensein einzelner Süßwasserbecken ist also als sehr wahrscheinlich vorauszusetzen. Diese werden bei der etwa gleichen nördlichen und südlichen Breite — sofern man nicht in den damaligen Zeiten ein gleiches Klima für die ganze Erdoberfläche annehmen will — wenig voneinander abweichende Temperaturverhältnisse gehabt haben. Waren somit auch diese für die Abänderung wichtigen Bedingungen die gleichen oder sehr ähnliche, so darf die Entwicklung und Ausbildung formähnlicher Individuen, denen bei der vorhandenen Anpassungsfähigkeit die Möglichkeit durchgreifender Veränderung des äußeren Umrisses nur in sehr beschränktem Maße eigen gewesen ist, nicht wunder nehmen. Allerdings deutet AMALITZKY die afrikanischen Vorkommen anders: er will sie durch Einwanderung aus Rußland erklären.²⁾ Ganz abgesehen davon, daß dann die Schwierigkeit der Erklärung für die nordamerikanischen Funde noch bestehen bleibt, scheint mir die Annahme eines so großen Süßwasserbeckens, das von Rußland bis nach Zentral- und Südafrika gereicht hätte, bei der Nähe der permischen Ablagerungen von pelagischem Habitus nicht wahrscheinlich.

Das zeitlich nicht völlig gleiche, aber auch nicht wesentlich verschiedene Auftreten äußerlich ähnlicher Formen in so weit entfernten Gebieten läßt sich also im vorliegenden Fall auch für Süßwasserbewohner erklären und erfordert

¹⁾ Vgl. das Schema bei AMALITZKY, *Palaeontographica* 39, S. 200.

²⁾ Vgl. in der unter ²⁾ zitierten Arbeit die S. 339.

keineswegs zur Erklärung das Vorhandensein von großen, die Kommunikation begünstigenden Wasserflächen oder Meeren. Vielmehr kann und wird sich auch in getrennten Süßwasserbecken der gleiche Entwicklungsvorgang mit demselben Endergebnis vollzogen haben.

Zum Schluß nur noch der Hinweis, daß AMALITZKY, J. W. GREGORY und v. WÖHRMANN, der übrigens die AMALITZKY'schen Anschauungen hinsichtlich der Stammesentwicklung nicht teilt, darin übereinstimmen, daß die besprochenen Zweischaler nicht marin sind. Ich muß also trotz Herrn v. KOENENS Auffassung daran festhalten, die Zweischaler des limnischen Karbon und des gesamten echten Rotliegenden als Süßwassertiere anzusprechen.

Ergebnisse.

1. Die Zweischaler des Saar-Nahegebietes zeigen die gleichen Erscheinungen, die auch Rußland und Ostdeutschland aufweisen: Die Formen des Unterrotliegenden, die zum Teil schon im oberen Karbon auftreten, bleiben auf dieses beschränkt. Die oberrotliegenden Zweischaler sind von diesen mit Ausnahme einer Form verschieden.

2. Bisher ist aus dem Oberrotliegenden keine Form mit Schloßzähnen (*Carbonicola* etc.) bekannt geworden. Alle Spezies aus diesen Schichten gehören zum Genus *Palaeonodonta*.

3. Sämtliche Muscheln aus den limnischen Karbon- und echten Rotliegendeschichten sind Süßwassertiere.

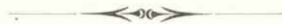
4. Die Formen sind aus marinen bzw. Brackwasserformen des älteren Karbon hervorgegangen. Dabei hat eine Reduktion der Elemente des Schloßapparates (der Zähne) stattgefunden.

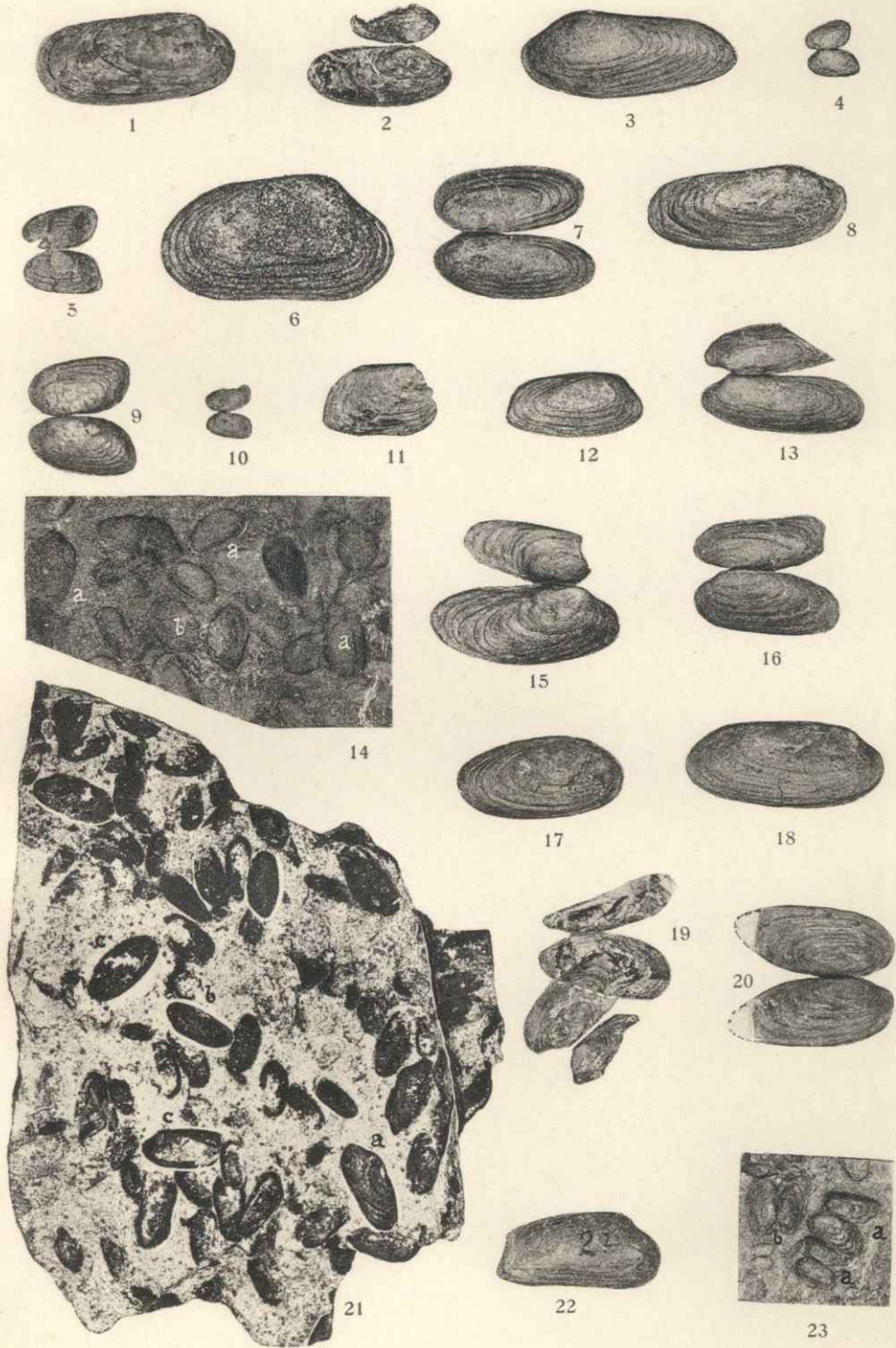
Tafel-Erklärung.

1. *Palaeonodonta parallela* AMALITZKY, mittleres Oberrotliegendes, Hundsrücken bei Heiligenmoschel, Rheinpfalz. Sammlung der Geognostischen Abteilung des K. Oberbergamts in München.
2. *Palaeonodonta Castor* AMALITZKY, ebendort. Sammlung München.
3. *Palaeonodonta Fischeri* AMALITZKY, Odenbacher Schichten? Kirn a. Nahe. Sammlung Darmstadt.
4. *Carbonicola Saravana* nov. spec., untere Ottweiler Schichten, Wemmetsweiler, Blatt Friedrichsthal der preußischen Aufnahme. Sammlung Berlin.
5. *Carbonicola Saravana*, ebendort.
6. *Carbonicola palatina* nov. spec., untere Ottweiler Schichten, Wemmetsweiler, Blatt Friedrichsthal der preußischen Aufnahme. Sammlung Berlin.
7. *Carbonicola thuringensis* GEINITZ, obere Cuseler Schichten, 2 km SO. Skt. Wendel. Sammlung Berlin.
8. *Palaeonodonta Fischeri*, vom gleichen Fundort wie 3.
9. *Carbonicola Saravana*, vom gleichen Fundort wie 4.
10. *Carbonicola Saravana*, vom gleichen Fundort wie 4.
11. *Palaeonodonta rectangularis* AMALITZKY, obere Cuseler Schichten, Halseband'sche Ziegelei bei Skt. Wendel. Sammlung Berlin.

12. *Carbonicola Goldfussiana* DE KONINCK, obere Cuseler Schichten, Diedelkopf bei Kusel, nahe der preußischen Grenze. Sammlung LEPPLA-Berlin.
13. *Carbonicola* cf. *thuringensis* GEINITZ, Odenbacher Schichten = unterer Horizont der oberen Cuseler Schichten. Haschbach bei Glan-Münchweiler. Sammlung (Oberbergamt) München.
14. Platte mit a) *Carbonicola carbonaria* GOLDFUSS.
 b) *Carbonicola Goldfussiana* DE KONINCK, in der wie gewöhnlich wenig günstigen Erhaltung, Odenbacher Schichten, Kirn a. Nahe. Museum Senkenbergianum in Frankfurt a. M.
15. *Palaeonodonta Fritschi* mihi, Hooper Schichten, Imsweiler-Mühlberg. Sammlung München.
16. *Carbonicola aquilina* W. HIND, untere Ottweiler Schichten, Wemmetsweiler, Blatt Friedrichsthal der preußischen Aufnahme. Sammlung Berlin.
17. *Carbonicola carbonaria* GOLDFUSS, Odenbacher Schichten, Kirn a. Nahe. Museum Senkenbergianum in Frankfurt a. M.
18. *Carbonicola carbonaria* GOLDFUSS, obere Cuseler Schichten, Skt. Wendel am Steinhübel. Sammlung Stuttgart.
19. *Palaeonodonta sphenoides* nov. spec., mittleres Oberrotliegendes, Hundsrücken bei Heiligenmoschel, Sammlung München.
20. *Carbonicola aquilina* W. HIND, vom gleichen Fundort wie 16.
21. Platte mit a) *Palaeonodonta Verneuli* AMALITZKY.
 b) *Carbonicola thuringensis* GEINITZ.
 c) *Carbonicola Goldfussiana* DE KONINCK.
 Obere Cuseler Schichten. Diedelkopf bei Kusel, nahe der preußischen Grenze. Sammlung LEPPLA-Berlin.
22. *Carbonicola Verneuli* AMALITZKY, Odenbacher Schichten, Kirn a. Nahe. Museum Senkenbergianum in Frankfurt a. M.
23. Platte mit a) *Carbonicola Saravana* nov. spec.
 b) *Carbonicola carbonaria* GOLDFUSS, untere Ottweiler Schichten, Wemmetsweiler, Blatt Friedrichsthal der preußischen Aufnahme. Sammlung Berlin.

Alle Figuren in eininhalbfacher Größe bis auf Fig. 14 und 21, die in drei Viertel der natürlichen Größe dargestellt sind.





Über ein fossiles Holz aus dem Flysch des Tegernseer Gebietes.

Von

Julius Schuster

in München.

(Mit Tafel II und 3 Textfiguren.)

Die Flyschgebilde sind im allgemeinen arm an organischen Resten. Auch der Flysch des Tegernseer Gebietes liess bisher in dieser Beziehung große Eintönigkeit erkennen. Es lagen daraus fast nur Einschlüsse von Fucoiden vor, zu denen sich, wie der eingehenden Bearbeitung von W. FINK¹⁾ zu entnehmen ist, noch Foraminiferen gesellen. Ein um so größeres Interesse muss daher ein Fossil erwecken, das Herr Bergingenieur HERTEL dort auffand. Es handelt sich hier um ein fossiles Holz, dessen Untersuchung ich auf Anregung des Herrn Professors ROTHPLETZ vornahm. Beiden Herren bin ich für die Überlassung dieses interessanten Materials zu Dank verpflichtet. Die folgende Untersuchung, die ich während des Sommersemesters 1907 im geologisch-paläontologischen Institut des Herrn Professors ROTHPLETZ ausführte, enthält in erster Linie eine Betrachtung des Fundes von dem Standpunkt des Botanikers, während Herr Bergingenieur HERTEL die geologischen Verhältnisse an anderer Stelle eingehend darstellen wird.

Erhaltungszustand des fossilen Holzes.

Das Holz ist verkieselt, in Quarz umgewandelt und, da noch viel organische Substanz vorhanden ist, von schwarzer Farbe. Der Erhaltungszustand ist jedoch kein gleichmäßiger. Während die äußeren Partien auf Dünnschliffen oft vorzügliche mikroskopische Bilder geben, sind die inneren Teile meist stark zersetzt und wie das ganze Fossil schwächer oder stärker mit Kohle imprägniert.²⁾ Einzelne Fragmente des Holzkörpers sind auch von Kalkspatkristallen eingeschlossen, jedoch gut erhalten. Die Hölzer stammen sämtlich aus den glimmerreichen Flyschsandsteinen auf der Nordwest- und Westseite des Tegernsees, in denen auch der Ursprung der Kieselsäure zu suchen ist, in die die Stämme umgewandelt sind. HERTEL fand diese dortselbst an fünf verschiedenen Fundstellen,³⁾ namentlich in Bachgräben, in einer Höhe von ca. 800—1200 m. Man trifft sie nicht eben zahlreich, aber doch auch

¹⁾ Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens. Diese Jahresh. XVI, 1903.

²⁾ Diese Imprägnierung beginnt in den Markstrahlen und dehnt sich dann auf das Holzgewebe aus, während die Gefäße ziemlich lange frei bleiben.

³⁾ Diese sind: Breitenbach 800 m; Abrutsch 1906/7 westlich von Rohbogen 900 m; Steingraben 800 m und Blöße nördlich davon 850 m; Holzeralpe 1200 m; Dürnbach 750—1100 m.

nicht gerade selten in Form von kleineren Bruchstücken bis zu gewaltigen Stämmen von über 1 m Umfang; ein gigantischer Rest¹⁾ von etwa 6—7 Zentner Schwere liegt im Geröll des Dürnbaches, der im Herbst so wenig Wasser führt, daß er seinem Namen alle Ehre macht. Die Stammstümpfe, die an der frischen Bruchfläche oft kleine Quarzkriställchen aufweisen, zeigen teilweise eine deutliche, durch den anatomischen Bau bedingte Oberflächenstruktur, die der Holzoberfläche unter der Rinde entspricht, denn die Rinde ist, wie das ja meist der Fall ist, nicht erhalten geblieben, sondern der sekundäre Holzkörper allein ist der mikroskopischen Untersuchung zugänglich. Die Holzoberfläche ist teilweise mit schwach hervortretenden Rillen und Wülsten versehen, die den aus dem Holzkörper austretenden Markstrahlen entsprechen. Und eben diese Wülste ermöglichen es, dieses im Flysch etwas fremdartig anmutende Fossil als Holz zu erkennen, was oft um so schwerer ist, als sich darauf Gesteinsflechten wie die gelbe *Candellaria vitellina* EHRH. und die grüne *Lecanora polytropa* EHRH. angesiedelt haben.

Mikroskopischer Befund.

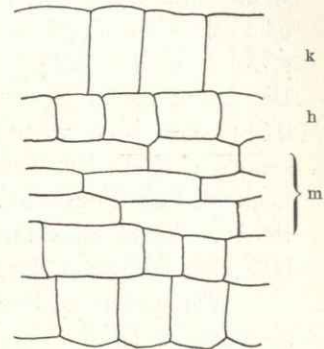
Auf dem Querschliff²⁾ sind Jahresringe von 4—5 mm Dicke sichtbar, das Herbstholz ist deutlich entwickelt. Die Gefäße sind, wie schon eine einfache Lupenbetrachtung zeigt, sehr zahlreich und deutlich in radialen Reihen angeordnet, während die dazwischen liegenden Holzfasern und Holzparenchymzellen in etwas dunkleren schrägen Binden auftreten. Da im Frühjahrsholz die Gefäße vorherrschen, erscheint diese Partie auf dem Schliff etwas heller. Die Breite eines Holzstrahles, d. h. derjenigen Holzmasse, die auf dem Querschnitt zwischen zwei Markstrahlen liegt, beträgt 1—10 Zellen, im Mittel 6, häufig kommen auch 4 vor, nur selten 1, das Maximum ist 10. Die Holzfasern erscheinen auf dem Querschnitt mehr oder weniger gleichmäßig braun und stehen in unregelmäßigen radialen Reihen. Auf dem Tangentialschnitt sind sie gestreckt spindelförmig und ein- bis zweimal gefächert, auf dem Querschnitt unregelmäßig rundlich-eiförmig bis abgeplattet polygonal. Ihr Durchmesser beträgt 0,018—0,045 mm, der ihres Lumens 0,009 bis 0,27 mm; die Länge der Holzfasern mißt 0,297—0,540 mm. An dem guten Erhaltungszustand gewisser Querschnittstellen von Holzfasernpartien läßt sich erkennen, daß die Holzfasern einfach getüpfelt sind. Die Wände der Holzfasern sind von mittlerer Dicke (0,0105 mm). An den Grenzen eines Jahresringes sind die Holzfasern ebenso wie die Holzparenchymzellen stark abgeplattet, 8—10reihig und 0,027—0,036 mm breit. Die Holzparenchymzellen sind gegenüber den Holzfasern auf das äußerste beschränkt und liegen nur hie und da zerstreut in den unregelmäßigen tangentialen Binden der Holzfasern. Auf dem Querschnitt sind sie an Durchmesser den Holzfasern ziemlich gleich, aber an ihrer dünneren, nur 0,007 mm dicken Wand und dem infolgedessen größeren Zell-Lumen kenntlich, meist aber größer als die Holzfasern, 0,045—0,090 mm lang und in der Regel ziemlich gleichmäßig entwickelt; nur selten wechseln längere und kürzere miteinander ab. Ihre Wände sind mit Poren versehen. Die den Gefäßen anliegenden Holzparenchymzellen oder Deckzellen, wie sie auch genannt werden, sind von unregelmäßiger Gestalt, meist trapezoidisch und ihre Poren elliptisch gehöft. Die Markstrahlen, die nicht

¹⁾ Das Stück ist in seiner natürlichen Position auf S. 151 (Figur 3) abgebildet.

²⁾ Zur mikroskopischen Untersuchung dienten 30 Schriffe aus den verschiedensten Parteeen der Stämme; sie wurden zum Teil bei Voigt & Hochgesang hergestellt.

selten durch einen dunkleren Inhalt ausgezeichnet sind, haben einen nur wenig geschlängelten Verlauf, sind aber häufig durch die Wirkung eines Druckes, dem die Hölzer vor und während der Versteinerung ausgesetzt waren, stark hin und her geschlängelt. Vorherrschend sind sie zweireihig, dabei aber an mehreren Stellen drei Zellen breit, häufig sind auch ausgesprochen zweireihige, sehr selten dagegen einreihige Markstrahlen. Die Höhe der zwei- und dreireihigen Markstrahlen beträgt 8—31 Zellen, im Durchschnitt 18—20 Zellen. Die einreihigen Markstrahlen haben in der Regel 4—6 Zellen Höhe, doch schwankt ihre Höhe zwischen 3 und 9 Zellen.

Die Breite der zwei- und dreireihigen Markstrahlen beträgt 0,027—0,180 mm, ihre Höhe 0,126—0,630 mm. Der Bau der Markstrahlen geht am deutlichsten aus den Radialschliffen hervor. An den Markstrahlen können wir mit CASPARY die einreihig übereinanderstehenden obersten und untersten Zellen als Kantenzellen und die zwischen diesen liegenden Zellen als mittlere Markstrahlzellen bezeichnen; außerdem befindet sich zwischen den Kantenzellen eine Lage parenchymatischer Zellen, die Hüllzellen, die kürzer, aber höher und dünner als die mittleren Markstrahlzellen sind. Demgemäß haben wir auf dem Radialschliff normal die Kantenzellen als stehende Rechtecke, die Hüllzellen mehr quadratisch und in drei Reihen die mittleren Markstrahlzellen als liegende Rechtecke. Dieser Aufbau ist freilich nicht stets in dieser harmonischen Reihenfolge vorhanden, indem manchmal die Hüllzellen nur wenig ausgebildet sind und dann die Kantenzellen mehr quadratisch erscheinen; hie und da ist auch zwischen den mittleren Markstrahlzellen noch eine Reihe von sogen. Mittelzellen, d. h. den Kantenzellen ähnlichen hohen kurzen Zellen entwickelt. Dadurch können die Markstrahlen, ohne daß im Grundplan eine Änderung eintritt, ziemlich vielgestaltig erscheinen. Die Größenverhältnisse gehen aus nachstehenden Zahlen (in Millimetern) hervor:



Figur I.
Normal gebauter Markstrahl des
fossilen Holzes vom Tegernsee.
Radial. Vergr. 350.
m = mittlere Markstrahlzellen,
h = Hüllzellen, k = Kantenzellen.

Kantenzellen	{	breit	0,036—0,054
		hoch	0,072—0,108
Hüllzellen	{	breit	0,054—0,108
		hoch	0,063—0,99
Mittlere Markstrahlzellen	{	breit	0,054—0,216
		hoch	0,027—0,072

Die Wände der Markstrahlzellen sind meist gerade, doch kommen bei den Mittelzellen auch geneigte Wände vor. Auf den Radial- und Tangentialschliffen zeigen die Markstrahlzellen zahlreiche kleine rundliche Poren mit ziemlich engem Porengang und nur wenig erweitertem Porenraum. Auf den senkrechten radialen Wänden sieht man kleine runde gehöfte Poren in Längsreihen angeordnet und zwar zumeist einreihig. Der Tangentialschliff zeigt, daß diese engen Poren in die Interzellularräume ausmünden, von denen die Markstrahlzellen eingeschlossen werden, während die Poren auf den radialen Wänden im Durchschnitt und auf den tangentialen von oben in die Erscheinung treten. Sekretzellen sind weder im Holz noch im Markstrahlparenchym vorhanden. Die Gefäße sind natürlich im Frühjahrsholz am zahlreichsten, im Herbstholz am schwächsten. Während im Frühjahrsholz 3—6 Gefäße zu einer Gruppe vereinigt sind, treten sie gegen Schluß des Jahres-

ringes isoliert auf. Die einzelnen Gefäße sind nach Form und Größe verschieden. Sie sind elliptisch bis eiförmig und meist zu Gruppen von 3 Gefäßen vereinigt; häufig finden sich auch 2 vereinigt, manchmal 4, das Maximum ist 6. Die Länge einer solchen Dreierkette, wie sie normal vorzukommen pflegt, in radialer Richtung beträgt 0,549—0,657 mm, der Quermesser der Gefäße 0,112—0,280 mm. Die Reste der Querwände der Gefäße erscheinen auf dem Tangentialschliff unter ca. 45° zur Vertikalen geneigt und teilen die Gefäße in etwa zweimal so lange als breite Abschnitte. Die Längswände der Gefäße haben gehöft Poren zweierlei Art: entweder sind diese Poren polygonal und bekleiden die Wände als dichtes Netzwerk oder sie sind elliptisch. An den tangentialen Gefäßwänden (wo Gefäß an Gefäß stößt) sind diese elliptischen Höfe stellenweise gut erkennbar und ziemlich groß. Der Durchmesser der Tüpfel ist 0,0140—0,0185 mm breit, der Spalt 0,0185 bis 0,0140 mm lang, während diejenigen gehöft Poren, die aus polygonalen Zellen bestehen, einen Durchmesser von 0,0185—0,0210 mm besitzen. Zu erwähnen ist noch, daß die Perforation der Gefäße leiterförmig ist und die Gefäße selbst sehr reich an Thyllen sind. Die Spangen der leiterförmigen Durchbrechung der Gefäße sind 0,036 mm lang.

Von pathologischen Veränderungen ist zunächst eine teilweise starke Zersetzung des Holzes durch Pilze zu nennen. Es konnte zwar kein Mycel konstatiert werden, aber der Angriff durch Pilze aus den Pilzrissen, speziell in den Markstrahlen, entnommen werden. Es handelt sich hier offenbar um einen durch Pilze verursachten Zersetzungsprozeß, der darin besteht, daß anfänglich wenige, später sehr zahlreiche Risse in den Markstrahlen auftreten, die ja der Pilzinfektion stets am ersten zum Opfer fallen. Auch erscheint der Inhalt dieser durchlöcherten Markstrahlzellen tief gebräunt, was jedenfalls auf eine tiefgehende chemische Veränderung durch Pilzenzyme hindeutet. Außerdem finden sich an stark zersetzten Stellen hier und da Gebilde, die wohl als Kotballen von Insekten zu deuten sind. In den Markstrahlen endlich wurden kreisrunde mit einer Membran versehene Kerne wahrgenommen, die einen Durchmesser von 0,0014 mm aufweisen. Da diese für Zellkerne zu groß und außerdem diese hier nicht erhalten sind, wird es sich dabei wahrscheinlich um tierische Eier handeln, die in dem schon durch Pilze zersetzten Holze abgelegt wurden.

Familienzugehörigkeit des beschriebenen Holzes.

Um die Frage zu beantworten, welcher Familie das beschriebene fossile Holz angehört, seien die charakteristischen Merkmale, wie sie sich aus der mikroskopischen Beobachtung ergaben, kurz zusammengestellt. Diese Eigenschaften sind: 1. Die in regelmäßigen radialen Reihen stehenden Gefäßketten; 2. die leiterförmige Perforation der Gefäße; 3. die deutlich gehöft Poren von elliptischer bis polygonaler Gestalt; 4. die äußerst geringe Entwicklung des Holzparenchyms; 5. die einfach getüpfelten und oft gefächerten Holzfasern; 6. die zweireihigen Markstrahlen mit hohen kurzen Kantenzellen, diesen ähnlichen hohen kurzen Mittelzellen und radial gestreckten, niedrigen mittleren Markstrahlzellen, sowie Hüllzellen.

Untersuchen wir, welchen Familien diese Kombination von anatomischen Merkmalen eigen ist, so kommen wir unfehlbar auf die der Lauraceen. Man könnte auch an die mit den Lauraceen am nächsten verwandten Monimiaceen denken, allein dagegen läßt sich folgendes geltend machen: 1. Die Holzfasern der Monimiaceen haben deutliche Hoftüpfel; 2. der Gefäßdurchmesser sämtlicher Monimiaceen

ist nur ein geringer, bis 0,036 mm;¹⁾ 3. 1—2reihige Markstrahlen besitzt unter den Monimiaceen nur die Unterfamilie der Atherospermoideen,²⁾ aber bei dieser sind die Gefäße mehr zerstreut angeordnet. Es kann sich demnach um keine Monimiacee handeln, dagegen treffen alle die angeführten Merkmale in dieser Vereinigung nirgend so zusammen, wie bei der Familie der Lauraceen: zu keiner anderen Familie zeigt das fossile Holz eine nähere und sicherere Beziehung. So viel läßt sich über die Familienzugehörigkeit mit Sicherheit behaupten.

Beziehungen zu den bisher bekannten fossilen Lorbeerhölzern.

Die Beziehungen des Tegernseer Holzes zu den Lauraceen wird auch gestützt durch den Vergleich mit den bisher beschriebenen fossilen Lorbeerhölzern. Es zeigt sich dabei, daß Hölzer von ganz ähnlicher anatomischer Beschaffenheit wie das vorliegende von den besten Kennern fossiler Hölzer, wie SCHENK, CASPARY und FELIX mit der Familie der Lauraceen in Verbindung gebracht wurden. Die Gattung *Laurinium* wurde von UNGER Syn. p. 228 aufgestellt. Die dort gegebene Diagnose, die auch aus UNGER Gen. et spec. pl. foss. 1850, p. 425 entnommen werden kann, ist zwar keineswegs erschöpfend, aber im großen und ganzen ziemlich richtig. Präziser ist die Diagnose von SCHENK, der den Namen *Lawoxylon* einführt (Handb. d. Paläontologie II. Abt. 1890, p. 899), wiewohl auch hier gerade die für die Lauraceen am meisten charakteristischen Merkmale nicht scharf genug betont sind. In beiden Fällen handelt es sich um Sammelgattungen, die eben alle lorbeerartigen Hölzer vereinigen. Eine Trennung dieser Sammelgattung unternahm FELIX, indem er die Gruppe mit Sekretzellen *Perseoxyton* s. *Laurinoxylon* nannte (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XXXVIII, 1886, p. 489), während er für die übrigen lorbeerartigen Hölzer UNGERS Bezeichnung *Laurinium* beibehielt. Da der Rest aus dem Flysch von Tegernsee keine Sekretzellen besitzt, kann sich der Vergleich auf die beschriebenen Fälle von *Laurinium* beschränken. Unklar, weil zu mangelhaft beschrieben, sind in dieser Beziehung *Laurinium xyloides* UNG. Syn. p. 228 aus dem Pliocän von Laverda in Italien und *Laurinium guatemalense* UNG. Gen. et spec. pl. foss. 1850, p. 425 aus dem Tertiär von Guatemala. Da aber ersteres nach der eigenen Angabe UNGERS sich von *Laurus nobilis* nur durch kleinere Gefäße unterscheidet und dieser bekanntlich durch seinen Reichtum an Sekretbehältern in den markstrahlanliegenden Holzparenchymzellen sowie in den Kantenzellen ausgezeichnet ist, so ist anzunehmen, daß *Laurinium xyloides* UNG. Sekretbehälter besaß und ebenso *Laurinium guatemalense*, denn wäre dies bei letzterem nicht der Fall gewesen, so hätte UNGER dies wohl bei der Beschreibung bemerkt. Zur Gruppe *Laurinium* im Sinne FELIX gehört *Laurinoxylon primigenium* SCHENK Pal. XXX, I, 1883, p. 11, tab. III, fig. 9, tab. V, fig. 15, 16 aus dem versteinerten Wald von Cairo. Dieses Holz, dessen Beziehung zu den Lauraceen etwas fraglich erscheint, unterscheidet sich von dem hier beschriebenen schon durch die meist isolierten Gefäße sowie die meist einreihigen Markstrahlen. *Laurinium Meyeri* FELIX Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. XXXVIII, 1886, p. 488 tab. XII. fig. 4, 7, 8, aus dem Geröll der Astrolabe Bay im Nordwesten von Neu-Guinea, unterscheidet sich von unserem Fund durch die auffallende Größe der Gefäße (bis 0,3 mm Quermesser!)¹⁾ die mehr runde Form der Gefäße, die sehr

¹⁾ SOLEREDER, Üb. d. syst. Wert d. Holzstruktur bei den Dicotyledonen. Dissertation. München 1885, p. 226.

²⁾ JANET PERKINS und ERNST GILG, Monimiaceae in Englers Regn. Veg. Consp. IV, p. 101.

hohen und schlanken Markstrahlen sowie das Fehlen von Jahresringen; dagegen sind auch hier zahlreiche Thyllen vorhanden. Nähere Beziehungen zeigt das Tegernseer Holz zu *Laurinium brunswicense* VATER, Die foss. Hölzer d. Phosphoritlager d. Herzogt. Braunschweig 1884, pag. 65, tab. XXXIX, fig. 22—24 aus dem Unter- senon. Doch ist auch dieses Holz durch den Mangel an Jahresringen, die lochförmige Durchbrechung der Gefäße und die niedrigeren Markstrahlen verschieden. Am nächsten von allen bekannten Lorbeerhölzern steht dem von Tegernsee unzweifelhaft *Laurus biseriata* CASP. Schr. phys.-ök. Ges. Königsberg XXVIII, 1888 und Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen u. d. Thür. Staaten IX. Heft I, 1889, p. 54, Atlas Heft 2, tab. X, fig. 10—17, tab. XI, fig. 1—5. Bei Betrachtung des Lupenbildes könnte man sogar versucht sein, beide Hölzer für identisch zu halten. Das ist aber, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, nicht der Fall. Bei *Laurus biseriata* sind die Markstrahlen vorherrschend zweireihig, während sie bei dem vorliegenden Rest im allgemeinen an mehreren Stellen dreireihig, sonst zweireihig sind; bei dem Holze CASPARYS sind die zweireihigen Markstrahlen bis 68 Zellen hoch, hier nur bis 31 Zellen, also im Vergleich zu dem Lorbeerholz vom Tegernsee viel höher und infolgedessen auch schmaler. Im Frühjahrsholz sind bei letzterem höchstens 6 Gefäße zu einer Gruppe vereinigt, bei *Laurus biseriata* bilden oft 11 Gefäße eine Kette. Noch sei erwähnt, daß der Gefäßdurchmesser bei dem Lorbeerholz vom Tegernsee ein größerer ist und die Holzfasern kürzer sind. Auch in den Größenverhältnissen der Kanten- und mittleren Markstrahlzellen zeigen sich Differenzen. Ferner konnten an den Längswänden der Gefäße gehöfte Poren mit schieferm Spalt, wie sie CASPARY beschreibt, nicht nachgewiesen werden. Endlich ist die Durchbrechung der Gefäßquerwände bei *Laurus biseriata* wahrscheinlich mit rundem Loch. *Laurus triseriata* CASP. l. c., p. 60 und *Laurus perseoides* CASP. l. c. unterscheiden sich sofort durch ihre zahlreicheren Markstrahlen. Daraus ergibt sich, daß das fossile Lorbeerholz vom Tegernsee zwar der *Laurus biseriata* noch am nächsten steht, aber mit keiner bisher beschriebenen Art identifiziert werden kann.

Beziehungen zu recenten Lauraceen, speziell zu der Gattung *Ocotea*.

Die Holzanatomie der modernen Lauraceen ist — von einigen kleineren Beiträgen abgesehen — namentlich von KNOBLAUCH¹⁾ bearbeitet worden, der Stammstücke von 33 Arten untersuchen konnte. Ich selbst habe an Herbarmaterial 30 verschiedene Lauraceen untersucht, zumeist solche, die KNOBLAUCH nicht erwähnt, teils aber auch solche, die eine Beziehung zu dem fossilen Holz erwarten ließen. Diese Untersuchung, zu der nur sicher bestimmte Materialien aus bekannten Exsiccaten-sammlungen oder Originalen benützt wurden, führte ich im hiesigen botanischen Museum aus; Herrn Professor RADLKOEFER bin ich für die Erlaubnis, das reiche Material des Herbarium Regium Monacense sowie die Holzsammlung benutzen zu dürfen, zu großem Dank verpflichtet, ebenso Herrn Professor SOLEREDER-Erlangen für manche Anregung, die mir bei der vorliegenden Arbeit zu statten kam.

Ehe ich auf die Beziehungen des fossilen Holzes zu den recenten Lauraceen eingehe, sei die Holzanatomie der untersuchten modernen Lauraceen kurz besprochen.

1. *Actinodaphne angustifolia* NEES. Peninsula Ind. Or. Distributed of the Royal Garden Kew. Nr. 2537. — Holz gelblich. Perforation leiterförmig. Markstrahlen 1—2reihig, mit Sekretbehältern, Kantenzellen mehr als doppelt so hoch. Holzfasern

¹⁾ Anatomie des Holzes der Laurineen, Flora LXXI, 1888, p. 339 ff.

dickwandig, gefächert. Parenchym teilweise in tangentialen Binden. — Bei *Actinodaphne elegans* NEES sind nach KNOBLAUCH p. 394 die Perforationen rund und Sekretbehälter vorhanden.

2. *Ajonea brasiliensis* MEISN. MARTIUS Herb. Fl. Bras. Nr. 237, Sebastianopolis. — Holz hellbraun. Markstrahlen 1—2reihig. Kanten- und Mittelzellen enthalten spärlich Sekret. Holzfasern gefächert, ziemlich stark. Perforationen leiterförmig.

3. *Cinnamomum Reinwardtii* NEES. Herb. Ind. Or. HOOK. FIL. & THOMS., Sikkim. — Holz rötlich. Holzfasern ungefächert. Gefäße leiterförmig durchbrochen. Ölzellen hier nicht ausgebildet, wie dies bei den jüngeren Zweigen von *Cinnamomum* nach KNOBLAUCH p. 382 stets der Fall ist, während die älteren reich an Sekretbehältern sind. Markstrahlen 1—2reihig.

4. *Cinnamomum Tamala* NEES et EBERM. — Ist nach dem Kew-Index mit dem vorigen identisch. Im anatomischen Bau ist jedenfalls kein Unterschied.

5. *Dicypellium caryphyllatum* NEES. MART. Herb. Bras. Nr. 2617, Pard. — Markstrahlen 1—2reihig, in den Kanten- und mittleren Zellen sehr reich an Sekret. Holz gelblich. Holzfasern gefächert und dickwandig. Holzparenchym deutlich dünnwandig. Perforation rund.

6. *Endlicheria sericea* NEES. EGGERS, Fl. exs. Ind. occ., ed A. TOEPFFER 1880, Nr. 403. = *Aydendron sericeum* GRISEB., Dominica. — Holz hellgelb. Holzfasern ziemlich stark, nicht gefächert. Perforation leiterförmig. Sekretbehälter nicht vorhanden. Markstrahlen 1—2reihig.

7. *Laurus canariensis*. L. Pl. exs. Canar. Nr. 120, Teneriffa. — Ohne Ölzellen. Markstrahlen 1—2reihig. Holz gelblich. Holzfasern gefächert. Perforation rund bis leiterförmig. Nebenbei sei erwähnt, daß die Epidermiszellen Gerbstoff enthalten.

8. *Laurus nobilis* L. — Dieser wurde am häufigsten untersucht. Der Darstellung bei KNOBLAUCH p. 398 ist nichts hinzuzufügen.

9. *Lindera botanica* MEISN. Herb. of the late East India Comp. Nr. 4325, Himalaya. — Ohne Sekretbehälter. Markstrahlen 1—2reihig. Holz braun. Holzfasern ungefächert. Perforation rund bis leiterförmig. Gefäße mehr rund, ihre Poren rund.

10. *Machilus glauca* NEES. Pl. Ind. or., HOHENACKER Nr. 1485, Montes Nilagiri. — Wie *Machilus velutina* CHAMP. (cf. KNOBLAUCH, p. 384), jedoch mit sehr zahlreichen Sekretbehältern in den Markstrahlen.

11. *Nectandra mollis* NEES. Collect. Bras. Hölzer v. MARTIUS (*Canella amarella*), St. João de Ipanema. — Holz dunkelgelb. Markstrahlen 2—3reihig, ohne Ölzellen. Holzfasern sehr fest und dicht, gefächert.

12. *Nectandra Sintenisii* MEZ. Sintenis, Pl. Portoric. Nr. 5862, Lares. — Holz bräunlich. Holzfasern mit außerordentlich dicken Wänden, gefächert, auf dem Querschnitt rundlich-eckig. Ohne Sekretbehälter. Markstrahlen 1—2reihig. Perforationen rundlich bis leiterförmig.

13. *Nectandra Tweedii* MEZ. Ex Herb. Brasil. REGNELL Mus. bot. Stockholm Nr. III, 86, Minas Geraes. — Holz gelblich. Holzfasern mit sehr dicken Wänden, gefächert. Kantenzellen viermal so lang wie die mittleren Markstrahlzellen. Markstrahlzellen 1—2reihig. Perforation leiterförmig. Ölzellen nur im Mark vorhanden.

14. *Ocotea bracteolata* MEZ. MARTI Herb. Bras., Rio Negro. — Markstrahlen mit sehr zahlreichen Sekretbehältern, nicht bloß in den Kantenzellen. Perforation leiterförmig. Markstrahlen 1—2reihig. Holzfasern gefächert. Holz hellgelb.

15. *Ocotea bullata* MEZ. BURCHELL Catal. Geogr. Plant. Afric. austral. extratrop. Nr. 4509. — Holzfasern bei dem untersuchten Material ungefächert. Perforation

rund, teilweise in die leiterförmige übergehend. Markstrahlen mit Hüllzellen, 1—2reihig. Gefäßporen rundlich, teilweise polygonal, mit horizontaler Mündung. Holz hellgelb. Davon etwas abweichend ist die Beschreibung, die KNOBLAUCH p. 387 gibt. Die Differenzen rühren wohl daher, daß der Stamm A, den KNOBLAUCH p. 388 beschreibt, nicht zu *Ocotea bullata* gehört. An diesem hat KNOBLAUCH auch Ölzellen beobachtet, während ich solche an meinem Material nicht finden konnte.

16. *Ocotea ceanothifolia* MEZ. MARTI Herb. Bras. Nr. 3174, in silvis ad flumen Amazonum. — Holzfasern gefächert. Holz gelblich. Perforation leiterförmig. Markstrahlen 1—2reihig. Gefäßporen rund.

17. *Ocotea Eggersiana* MEZ. Fl. exs. Ind. occ. ed. A. TOEPFFER 1880 et seq. Nr. 657, Dominica. — Kantenzellen über 2—3mal so lang als die übrigen Markstrahlzellen. Markstrahlzellen 1—2reihig. Gefäßporen ausschließlich rund. Holzfasern gefächert. Holz weißlich.

18. *Ocotea foetens* NEES. Pl. exs. Canar. Nr. 121, Teneriffa. — Holz weiß. Holzfasern durch 1—4 Querwände gefächert, zum großen Teil jedoch auch ungefächert. Ölzellen nirgends vorhanden. Gefäßporen polygonal-gerundet, meist hexagonal bis rund, ihre Mündung wagrecht, lineal. Gefäßdurchbrechung in der Regel ausgesprochen leiterförmig, jedoch auch rund, aber dann gerne mit Neigung zur leiterförmigen Perforation. Markstrahlen meist einreihig, auch zweireihig, Hüllzellen nicht ausgebildet.

19. *Ocotea Leucoxydon* NEES. Sintenis Pl. Portoric. Nr. 4591, Jayuya. — Markstrahlen 1—2reihig, mit Hüllzellen. Holz weiß. Holzfasern durch 3—4 Querwände gefächert. Perforation meist leiterförmig, sehr selten rundlich. Ölzellen treten im Holzparenchym und in den Markstrahlen, namentlich in den Kantenzellen sehr reichlich auf. Holzparenchym sehr spärlich entwickelt. Im Marke in kleinen Gruppen Steinzellen mit dreifach verzweigten Poren und mittlerer Lichtung, wie sie KNOBLAUCH p. 372 von *Cinnamomum Reinwardtii* beschreibt.

20. *Ocotea suaveolens* NEES. Kollektion argentinischer Hölzer (Lauree amarilla). Holz dunkel rötlichbraun. Markstrahlen vorherrschend zweireihig. Die zweireihigen Markstrahlen sind 8—32 Zellen hoch und messen 0,225—0,549 mm Höhe und 0,018—0,045 mm Breite. In den Markstrahlzellen Öltropfen. Gefäße in Ketten von 2—3. Im übrigen wurden folgende Größenverhältnisse gefunden:

Kantenzellen	{	hoch	0,045—0,054
		breit	0,018—0,036
Hüllzellen	{	hoch	0,045—0,054
		breit	0,036—0,045
Mittlere Markstrahlzellen	{	hoch	0,018—0,081
		breit	0,054—0,0108
Gefäßdurchmesser			0,027—0,081
Gefäßporen			0,023
Spalt der Gefäßporen			0,018
Holzfasern	{	lang	0,252—0,567
		breit	0,018—0,045
Länge der Holzparenchymzellen			0,036—0,054

21. *Ocotea moschata* MEZ. Sintenis Pl. Portoric. Nr. 5323, Sierra de Naguabo. — Holz weißlich. Markstrahlen 1—2reihig. Ölzellen nicht vorhanden. Gefäße zahlreich, meist zu zwei beieinander. Perforation leiterförmig. Poren rund, Spalt hori-

zontal. Holzfasern ungefächert. Kantenzellen so hoch als schmal, doppelt bis dreimal so hoch als die mittleren Zellen.

22. *Ocotea Wrightii* (MEISN.) MEZ. Sintenis Pl. Portoric. Nr. 4075, Adjuntas. — Hüllzellen nicht ausgebildet. Ölzellen nicht vorhanden. Harzzellen in Mark und Rinde. Markstrahlen 1—2reihig. Holz gelblich. Holzfasern gefächert. Gefäße leiterförmig perforiert, Poren rund mit horizontalem Spalt.

23. *Ocotea Zenkeri* ENGLER. G. ZENKER Fl. v. Kamerun Nr. 3033a, Bipinde, Urwaldgebiet (= *O. Dominicana* MEISN.). — Holz bräunlich. Harzzellen im Mark, hier auch kleine Gruppen von rundlichen Steinzellen. Markstrahlen 1—2reihig. Kantenzellen nur wenig höher als die übrigen. Holzfasern gefächert. Perforation leiterförmig. Poren rundlich bis eckig.

24. *Persea indica* SPRENG. Pl. exs. Canar. Nr. 119, in montibus Anagae. — Für die Gattung *Persea* sollen die Sekretschläuche in den Markstrahlen charakteristisch sein, ich habe aber weder in den jüngeren Zweigen dieser Pflanze noch auch in einem älteren Stammstück solche antreffen können. Auch KNOBLAUCH p. 386 erwähnt, daß er Ölzellen nur spärlich gesehen habe. Die Gefäße sind mehr rund, das Holz ist hell und von weißlicher Farbe. — Auch bei *Persea Lingue* NEES¹⁾ sind Ölzellen sehr selten. Dagegen sind die Sekretbehälter sehr häufig bei *Persea gratisima* GAERTN. sowie bei *Persea carolinensis* NEES.

25. *Persea Donnell-Smithii* MEZ. Ex pl. Guatemalens., quas ed. JOHN DONNELL SMITH. Nr. 1718, Alta Verapaz. — Ebenfalls ohne Ölzellen. Markstrahlen 1—2reihig, Hüllzellen vorhanden. Holzzellen weiter, nicht so eng als bei der folgenden, im übrigen wie diese. Holz gelb.

26. *Persea Hartwegii* HEMSL. C. S. PRINGLE, Pl. Mexic. Nr. 3783. — Ohne Ölzellen. Kantenzellen oft doppelt so hoch als die übrigen Markstrahlzellen, Hüllzellen nicht vorhanden, Markstrahlen 1—2reihig. Holzfasern ungefächert, Perforation leiterförmig. Holz weißlich.

27. *Phoebe elongata* NEES. COURTISS West Indian Plants Nr. 309, Nueva Gerona, Isla de Pinos. — Holz gelblich. Holzfasern fest, ungefächert. Ölzellen fehlen. Markstrahlen 1—2reihig. Perforation ausschließlich leiterförmig.

28. *Tambourissa Hildebrandtii* PERK. Flora v. Zentral-Madagaskar Nr. 3563, Nord Betsileo (Monimiaceae). Gefäße im allgemeinen nicht radial angeordnet, sondern über den ganzen Holzkörper unregelmäßig, aber reichlich verteilt, von rundlicher Form, teilweise mehr quadratisch. Zuweilen sind die Gefäße auch radial, aber stets von viel geringerem Durchmesser als bei den Lauraceen. Perforation leiterförmig, reichspannig. Holzfasern gefächert, mit Hoftüpfel. Holz dunkelgelb. Gefäßporen rund, kleiner. Markstrahlen 4—6reihig. Im Holzparenchym teilweise Sekret.

29. *Tetranthera lancifolia* ROXB. Herb. Ind. Or. HOOK. FIL. & THOMS, Khasia. — Holz gelb. Holzfasern ungefächert. Markstrahlen 1—2reihig. Ölzellen fehlen. Gefäßporen rund bis quer oval bis polyedrisch.

30. *Tetranthera japonica* SPRENG. Maxim. It. sec. Japonia, Nagasaki Nr. 1863. — Perforation rund bis leiterförmig. Holzfasern fest, nicht gefächert. Markstrahlen 1—2reihig. Holzparenchym spärlich entwickelt. Ölzellen nicht beobachtet.

KNOBLAUCH kam auf Grund seiner Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß die Unterscheidung von Gattungen innerhalb der Lauraceen nach der Anatomie des

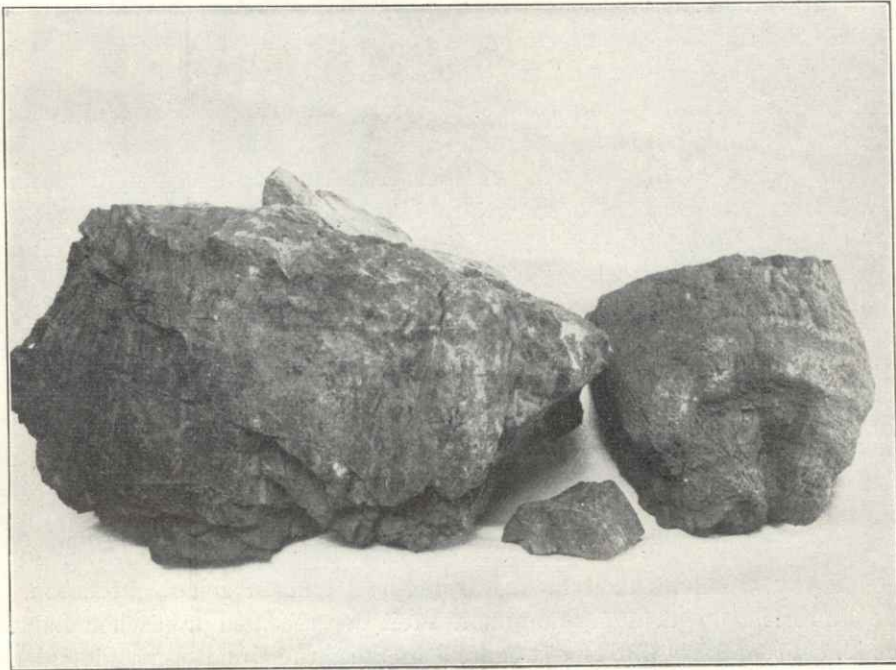
¹⁾ Vgl. über das Holz dieser *Persea*-Art auch KARL REICHE, Zur Kenntnis der Lebenstätigkeit einiger chilenischer Holzgewächse. Jahrb. f. wiss. Botanik. XXX, 1897, p. 86.

Holzes nicht möglich sei. Vor allem lassen sich bestimmte Gruppen innerhalb dieser großen Familie danach nicht unterscheiden. Sehr verschiedenartig ist namentlich das Vorkommen von Sekretbehältern. So hat, wie oben gezeigt, *Machilus glauca* Ölzellen, während sich bei *Machilus velutina* davon auch nicht die Spur nachweisen läßt. *Persea gratissima* und *Persea carolinensis* sind geradezu ausgezeichnet durch ihren starken Reichtum an großen Sekretbehältern, aber die Mehrzahl der Arten dieser Gattung besitzt keine Ölzellen. Es kann daher ein fossiles Lauraceen-Holz mit Sekretbehältern ebensogut einer anderen Gattung nahestehen als der Gattung *Persea* und so ist die von FELIX abgespaltene Gattung *Perseoxydon* nur von problematischem Wert, indem sie einfach die Lauraceen-Hölzer mit Sekretbehältern umfaßt, ohne daß diese deshalb gerade der Gattung *Persea* dem anatomischen Bau nach am nächsten zu stehen braucht. Eine abweichende Nomenklatur benützte CASPARY, indem er die von ihm für Lauraceen angesprochenen Hölzer mit dem Kollektivnamen *Laurus* belegte und man muß in der Tat sagen, daß ein gut erhaltenes fossiles Holz viel mehr Anhaltspunkte zur Diagnostizierung bietet, als etwa Blattabdrücke, wie sie unbedenklich als *Laurus*, *Persea*, *Tetranthera* u. s. w. beschrieben werden. Aber schon aus dem Grunde, daß fast niemals mit den Holzresten zugleich auch Blätter gefunden werden, empfiehlt es sich für die ersteren die alte Nomenklatur beizubehalten, über deren Zweckmäßigkeit sich namentlich FELIX (Untersuchungen über fossile Hölzer IV, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1894, p. 84) eingehend geäußert hat.

Fragen wir nun, mit welcher Lauraceen-Gattung sich das fossile Holz vom Tegernsee in Verbindung bringen läßt, so ist zu betonen, daß zwar nicht alle Gattungen der Lauraceen sich anatomisch nachweisen lassen, aber doch, worauf auch teilweise schon KNOBLAUCH hingewiesen hat, zwischen den Arten verschiedener Genera eine so auffallende Übereinstimmung im anatomischen Bau besteht, daß man die Hölzer unverkennbar zu bestimmten Gattungen in Beziehung bringen kann. Hierzu müßte freilich von jeder Gattung eine größere Anzahl von Arten auf ihre Holzstruktur untersucht werden, was bis jetzt leider nicht geschah. Daß die einzelnen Arten verschiedener Lauraceengattungen tatsächlich einen einheitlichen anatomischen Bau aufweisen, der für sie charakteristisch ist, zeigt z. B. die Gattung *Nectandra*, für welche die äußerst dickwandigen starken Holzfasern charakteristisch sind. Oder betrachten wir die Gattung *Ocotea*, von der ich zehn Arten untersuchte, so ist diese durch folgende Merkmale unter den übrigen Lauraceen ausgezeichnet: 1. die 1—2reihigen Markstrahlen; 2. die in der Regel zu Ketten vereinigten Gefäße; 3. die ausgesprochene Neigung der Gefäßperforation zur leiterförmigen Durchbrechung; 4. die äußerst beschränkte Entwicklung des Holzparenchyms; 5. die relativ nicht starken Holzfasern; 6. die reichliche Thyllenbildung in den Gefäßen der älteren Stämme, zu der ja die Lauraceen gleich anderen Familien besonders geneigt sind. Dazu kommt, daß die Größenverhältnisse der einzelnen Holzelemente im großen und ganzen dieselben sind, also ebenso, wie ich sie für *Ocotea suaveolens* hier mitgeteilt habe. Alles das sind Eigenschaften, die sich in unverkennbarer Weise auch an dem fossilen Holz des Tegernseer Gebiets zeigen. Da dieses unter allen untersuchten Lauraceen keiner näher steht als der Gattung *Ocotea*, so bezeichne ich dieses mit dem Gattungsnamen **Ocoteoxydon**.

Die recente Gattung *Ocotea*, die etwa 200 Arten umfaßt, zerfiel bis auf BENTHAM in eine große Anzahl von Gattungen, die jetzt zum Teil noch als Sektionen aufgeführt werden. Das Hauptverbreitungsgebiet der Gattung liegt heute im tropischen

und subtropischen Amerika, wo namentlich Vertreter der Sektion *Oreodaphne* NEES (als Gattung) zahlreich vorkommen.¹⁾ Außerdem finden sich dort auch Angehörige der Sektion *Mespilodaphne* NEES (als Gattung), zu der auch afrikanische Arten, wie das „Stinkholz“ der Eingebornen, die *Ocotea bullata* (BURCH.) BENTH. aus Südafrika gehören. Man kann diese Sektionen am besten als Subgenera auffassen. Anatomisch sind diese zwar nicht sehr scharf unterschieden, aber immerhin läßt sich konstatieren, daß unser fossiles Holz sehr nahe Beziehungen zu einer Art aus der Gruppe *Mespilodaphne* aufweist, nämlich zu dem schon erwähnten Stinkholz, der *Ocotea bullata*, wie schon eine Betrachtung des Querschnittsbildes bei STONE, The Timbers of Commerce 1904, tab. XI, fig. 97, p. 173 lehrt. Ich bezeichne daher das fossile Holz vom Tegernsee — nach seinem Standort — als **Ocoteoxylon tigurinum**.



Figur 2.

Ocoteoxylon tigurinum SCHUSTER.

Stammstücke, das rechte unten stark zusammengedrückt und mit deutlicher Oberflächenstruktur.
(Orig. in der Paläontologischen Sammlung des Staates.)

Daß die Gattung *Ocotea*, die jetzt ausschließlich auf die Tropen beschränkt ist, früher bei uns verbreiteter war, geht auch aus den Funden fossiler Blattreste hervor. Solche sind von *Ocotea foetens* (SPRENG.) BAILL., einer mit *Ocotea bullata* nahe verwandten Art aus den quaternären Tuffen von St. Jorge auf Madeira bekannt und Blattreste aus dem Quaternär Südfrankreichs und Piemonts gehören vermutlich gleichfalls hierher,²⁾ wie überhaupt die Gattung in Blattabdrücken zweifellos zahlreicher vertreten ist, als man annimmt, ohne daß es möglich wäre, aus den Blattabdrücken die sichere Zugehörigkeit gerade zu der Gattung *Ocotea* zu entnehmen. Blätter von *Oreodaphne* (Subgenus oder Sektion von *Ocotea*) treten übrigens

¹⁾ Vgl. MEZ, Lauraceae americanae, 1889.

²⁾ PAX, Lauraceae in ENGLER und PRANTL, Nat. Pflanzenfam. III, 2, 1891 p. 116.

schon in der mittleren Kreide auf. Über das Alter des *Ocoteoxylon tigurinum* läßt sich nichts bestimmtes angeben: jedenfalls steht der Fund durchaus mit dem Alter des Flysches in Einklang. Daß der Rest mit einer noch jetzt lebenden tropischen *Ocotea*-Art identisch ist, ist nicht anzunehmen. Dagegen sei hier im Vorübergehen kurz erwähnt, daß die von CASPARY l. c., p. 50 tab. 10 fig. 7 beschriebene *Juglans Triebelii* (wahrscheinlich aus der Gegend von Elbing) nach meinen Untersuchungen an einem alten Stammstück (Holzsammlung des botanischen Museums Münchens) vollständig dem im argentinischen Bergwald lebenden Nopal, *Juglans australis* GRISEB., entspricht, was eine weitere Stütze für die Behauptung ENGLERS bildet, daß die in der Tertiärzeit lebenden Nußbäume mit den jetzt in Amerika vorkommenden Arten verwandt waren.

Wollen wir uns eine Vorstellung machen, wie der Baum, dessen Reste hier beschrieben wurden, im Leben ausgesehen und unter welchen Bedingungen er gelebt haben mag, so können wir, ohne phantasiereiche Schlüsse zu ziehen, folgende Anhaltspunkte gewinnen. Es waren zum Teil gewaltige Bäume, die wahrscheinlich einen geschlossenen Bestand bildeten, welcher entweder nur wenig oder gar nicht von anderen Bäumen unterbrochen wurde. Sie nahmen hier jedenfalls eine dominierende Stellung ein und verliehen dem Landschaftsbild mit ihren immergrünen lederartigen Blättern einen subtropischen Charakter. Gleich den Bäumen des Urwaldes standen sie ganz unter dem Einfluß der sie umgebenden Natur und wurden durch Wind und Wetter, pflanzliche Saprophyten und Parasiten, Insekten und andere Tiere beschädigt, wie namentlich die außerordentlich zahlreichen Pilzrisse noch deutlich zeigen. Der Charakter der *Ocotea*-Arten weist auf einen gemäßigten trockenen Standort. Es ist deshalb durchaus nicht notwendig, ein tropisches Klima anzunehmen; andererseits war ein Klima, wie es durch den Einfluß der hohen Gebirge und namentlich der Gletscher bedingt ist, damals noch nicht vorhanden. Man wird daher kaum fehlgehen, wenn man auf ein gemäßigtes warmes Klima schließt,¹⁾ denn wenn es auch denkbar wäre, daß der Lorbeer des Flysches nicht so empfindlich gegen Kälte war wie die modernen *Ocotea*-Arten, so muß doch eine gewisse Ähnlichkeit in den Lebensbedingungen geherrscht haben. Man könnte einwerfen, ob nicht die Empfindlichkeit der recenten tropischen Lauraceen gegen klimatische Einflüsse eine weitere Differenzierung und Anpassung darstellt, die während der Tertiärzeit stattgefunden hat. Das ist nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen nicht zu erwarten. Es ist kaum anzunehmen, daß diese Arten, deren anatomischer Bau genau derselbe ist wie der der heutigen, früher ein anderes physiologisches Verhalten zeigten, daß sie durch Anpassung an das Milieu adaptionsfähiger wurden. Um so weniger ist dies anzunehmen, als die tropischen immergrünen Holzgewächse nach HABERLANDT ein typisches Beispiel höher entwickelter Landpflanzen darstellen, „an welchen die Anpassung an äußere Verhältnisse möglichst wenig herumgemodelt hat“. Zu diesen Holzgewächsen gehört, wie die anatomische Untersuchung beweist, auch *Ocoteoxylon tigurinum*, das lorbeerartige Holz aus dem Flysch von Tegernsee.

Es dürfte keinem Zweifel unterworfen sein, daß die Bäume am benachbarten Küstenland in der Nähe von den Stellen wuchsen, wo wir heute ihre Stämme finden, denn die einzelnen Stücke sind zum Teil sehr scharfkantig und zeigen

¹⁾ Dafür sprechen auch die mit dem Holz vorkommenden roten Schiefer (Laterite), die als tropisches Schutzgestein aufzufassen sind.

keine Spur des Transportes. Anders jene eigentümlichen Kohlenknollen, die von Herrn HERTEL zum Teil mit *Ocoteoxylon tigurinum* gefunden wurden. Es ist eine ziemlich leichte Kohle von würfeligem Bruch, die deutlich die Kennzeichen eines längeren Transportes zur Schau trägt: auf sie beziehen sich die folgenden Bemerkungen. Kohlenstücke aus dem Tegernseer Flyschsandstein, deren Dimensionen bis zur Eigröße reichen, erwähnt auch WOLFR. FINK in seiner eingangs zitierten Abhandlung (Seite 78). Ich untersuchte Dünnschliffe der in Rede stehenden Kohle nach der bekannten GÜMBELschen Methode in einer gesättigten wässrigen Lösung von $\text{HNO}_3 + \text{KClO}_3$ (Chlorsäurem Kali in Salpetersäure), um zu ermitteln,



Figur 3.

Großes Stammstück (X) von *Ocoteoxylon tigurinum* SCHUST. im oberen Teil (ca. 1050 m Höhe) des Dürnbachs, 1 km nördlich von der Holzer Alpe.

ob diese Kohle etwa gleichfalls aus dem Holze des *Ocoteoxylon* bestünde. In der angegebenen Lösung trat indes keine Aufhellung der Schliffe ein: die anfangs gelbe Flüssigkeit wurde schon nach mehreren Stunden farblos, sobald die zuerst reichliche Gasentwicklung aufhörte. Darauf wurde KClO_3 in Substanz und die gleiche Salpetersäure (spez. Gew. 1,47) angewendet, worauf die Schliffe nach drei Tagen braun und durchsichtig wurden, während die Flüssigkeit farblos wurde. In einem geschlossenen Reagensglas erfolgte die Aufhellung unter Anwendung der gleichen Chemikalien schon innerhalb 24 Stunden. Die pflanzliche Struktur tritt dann, wenn auch nicht gerade sehr scharf, aber doch deutlich in die Erscheinung. Man sieht, daß die Kohle zum allergrößten Teil aus wellig gebogenen Blattepidermis-

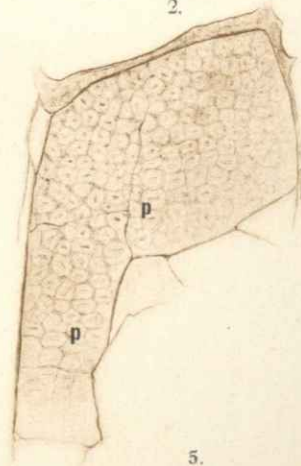
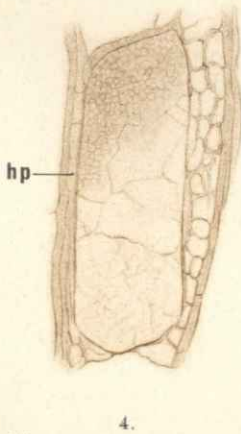
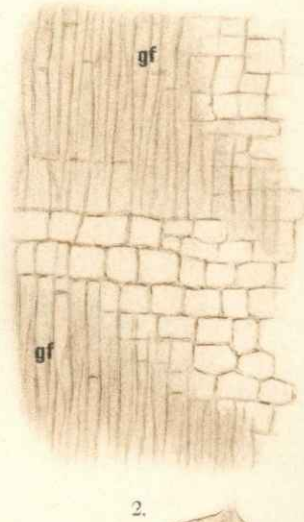
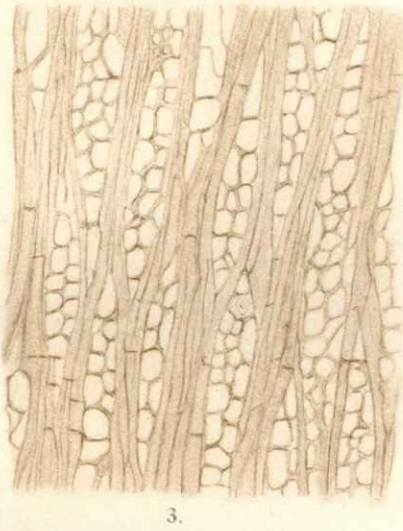
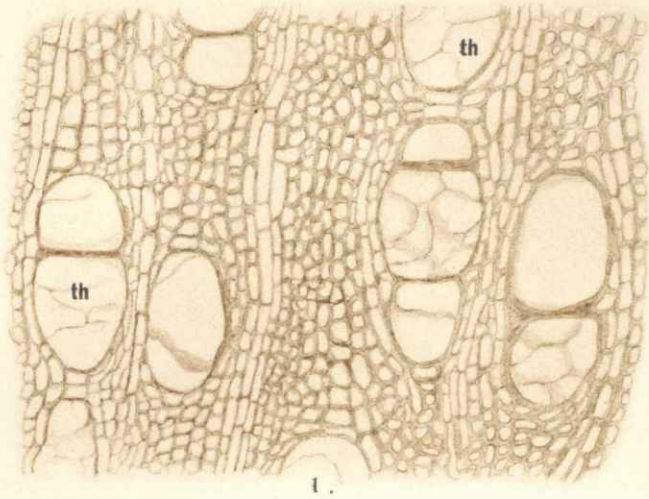
zellen besteht, wie sie für die Blätter vieler Dicotyledonen charakteristisch sind, nicht aber für die Lauraceen, wo die Epidermis meist aus kleinen viereckigen oder polygonalen Zellen besteht. Auch eine Spaltöffnung ist deutlich erhalten. Außerdem finden sich sehr spärlich Epidermiszellen von Stengeln und Parenchymzellen. Über die Zugehörigkeit dieser pflanzlichen Gewebe läßt sich nichts aussagen. Es handelt sich hier offenbar um angeschwemmtes Material, ganz ähnlich wie bei dem Häcksel auf den Sandsteinen, die zugleich mit *Ocotoxylon tigurinum* vorkommen. Diese häckselförmigen kohligen Einschlüsse bestehen zum Teil aus verkohlten Holzfragmenten, teils aus schilfartigen Blattresten, doch läßt sich die Natur der einzelnen pflanzlichen Gewebe auch am aufgehellten Material nicht mehr nachweisen.

Erklärung der Tafel.

(Tafel II.)

Ocotoxylon tigurinum SCHUSTER. — Fossiles Lauraceenholz,
Flyschsandstein, Tegernsee.

- Figur 1.** Horizontalschliff. Vergr. 135. **th** = Thyllen.
Figur 2. Radialschliff. Vergr. 135. **gf** = gefächerte Holzfasern.
Figur 3. Tangentialschliff. Vergr. 135.
Figur 4. Desgleichen. Vergr. 135. Gefäßabschnitt mit den geneigten Querwänden. **hp** = Holzparenchym.
Figur 5. Desgleichen. Vergr. 350. Längswand eines Gefäßes mit polygonalen Poren (**p**).
-



Das Eisenglimmervorkommen am Gleißingerfels.

Ein Beitrag zur Geologie und Bergbaugeschichte des Fichtelgebirges.

Von

W. Fink.

PACHELBEL sagt in seiner „Ausführlichen Beschreibung des Fichtelberges; In Nordgau liegend“¹⁾: „Nur allein wollen wir melden, wie die Erfahrung bezeuge, daß der Fichtelberg und dessen herumliegenden Gegenden teils keinen Mangel, teils aber gar einen Überfluß an allerley Metallen habe, denn an wie vielen Orten dieses Gebirges zeigen sich nicht fündige Eisengruben, welche uns das allernötigste und zu der menschlichen Notdurfft entwickeltste Metall liefern, das nicht allein das Fichtelberger Land reichlich damit versehen, sondern auch außerhalb Landes stark verführet wird. Weswegen denn Herr M. Groß nicht unrecht setzet, wenn er spricht, daß dieses Metall allhier (an dem Fichtelberg) in großer Menge unter der Erden und denen Bergwerken, Eisengruben und Schächten hervorgebracht wird, allwo es noch allezeit fündige Gänge und Klüffte, auch edle Fälle und Flötze, allerhand reichhaltige Erze und reiche Ausbeute gegeben hat, also daß jährlich eine große Menge Eisenstein in die allhier und nahe herumliegenden Hammerwerke und hohen Öfen zur Winterszeit von denen Inwohnern geführet wird. Wenn es nun wahr ist, was Herr Dr. Joachim Becker in Pantaleone Delarvato meldete, daß aus einem jeden Pfund Eisen auf das allerwenigste 1 Loth oder $\frac{1}{2}$ Unzia Quecksilber zu bringen, welches mittelst eines gewissen Handgriffs in pur Gold zu fixieren sey; der beruffene Glauberus aber in seinem 3. Teil von Teutschlands Wohlfahrt ausdrücklich meldet, daß alles und jedes Eisen an und umb den Fichtelberg item alle und jede Mineralien, ja fast alle Steine, Letten, Sand, Erden und das ganze Gebürg innen und außen reich von Gold und Silber sey, wie er selber aus der Probe erfahren, über dieses auch Mathesius in seiner Sarepta von Eisen dem Goldkronacher Zeugnis giebet, daß es Äuglein oder Zeinlein Gold führe, so kann man leicht erachten, was for einen ungläublichen Reichtum der Fichtelberg allein an diesem Eisen besitze und in sich hege?“

Ich glaube, diese Äußerung meiner Arbeit voranstellen zu sollen, weil sie wohl nicht zum geringsten Teil für das Gebiet zwischen der warmen Steinach und der Fichtelnaab gedacht ist, welches ich nachstehend einer näheren Betrachtung

¹⁾ Ausführliche Beschreibung des Fichtelberges. In Nordgau liegend. In 3 Teilen von einem Liebhaber Göttlicher und Natürlicher Wunderwerke. Leipzig 1716 b. Joh. Christ. Martin. S. 140 f.

unterziehen will und als dessen Repräsentant die Waldabteilung Gleißingerfels zwischen den Ortschaften Warmensteinach und Fichtelberg gelten kann. Dieser Landstrich ist unstreitig einer der interessantesten, wenn auch nicht ertragreichen Eisenerzdistrikte unseres mit Bodenschätzen nicht eben reich gesegneten Bayernlandes.

Seit 300 Jahren ging dort ein zeitenweise sehr reger Bergbau auf Eisenglimmer um und sind heute die zahllosen Pingen und Halden in den Wäldern um die Ortschaft Fichtelberg beredte Zeugen einer blühenden, nunmehr zu Grabe gegangenen Industrie. Der weitaus größere Teil der alten Pingen etc. wurde aber im Laufe des verflossenen Jahrhunderts durch den Feldebau eingeebnet.

Der Bergbau bewegte sich nach den alten Akten vornehmlich in folgenden Gebieten: „im Bischofsgriener“, „in der Krarza ufm Hürschbergl“, „im Graßberge beim Hallerschlag“, „in Pärckschlögen ufm Hürschbergl“, „beym Steanbruch negst dem Hochofen St. Veith“, „gleich hinter dem Präuren Haus in dem Graßberg“, „gleich yber Mehlmeisel ohn der Rainung bey der Sandgrub“, „in der Prunnwiesen“, „Steinlingslohe“, „ufm See“, „im Müllpüdt“, „im Fichtelberg beym Brennholzschatz“, „in der Hennenlohe“, „auf dem Fleckl“, „in der Kellerveithen“, am „Gleißingerfels“ und „Wasserschacht“. Von diesen Betrieben ist der an der Nordseite des Ochsenkopfs gelegene, „im Bischofsgriener“ geführte Bau bloß ein Versuchsbau gewesen und stand nicht lange in Betrieb. Kellerveithen, Gleißingerfels und Wasserschacht lagen in der heutigen Waldabteilung „Gleißingerfels“ und waren am längsten in Betrieb, während die übrigen angeführten Gruben teils auf dem östlich der Naab zwischen Neubau und Fichtelberg gelegenen Rücken, teils im Naabtal selbst zwischen Fichtelberg und Mitterlind lagen. Diese letzteren lieferten bis gegen Ende des 18. Jahrhunderts weitaus das meiste Eisen zu den dortigen zahlreichen Hammer-Hütten, von denen die „Gottesgab“, später Fichtelberg genannt, einen hervorragenden Ruf genoß. (PACHELBEL p. 77.)

Die Geschichte der Eisenindustrie des Fichtelberger Landes hat MATH. FLURL ausführlich niedergelegt¹⁾ und kann ich mich deshalb darauf beschränken, aus dem FLURL'schen Werk in aller Kürze die historischen Hauptdaten bis zum Jahr 1792 zu geben.

Die Herren von Hirschberg, welchen die vier damals einzigen Orte in jener Gegend, Unterlind, Mehlmeisel, Mähring und Grien, unter dem Namen „die vier Öden“ bekannt, gehörten, ließen sich 1478 vom Kurfürsten Philipp von der Pfalz mit Vorbehalt des Mauterzes und des Verkaufes auch mit dem Rechte belehnen, auf 2—3 Meilen um Mehlmeisel alle Metalle gewinnen zu dürfen. Es scheint jedoch, daß sie einen namhaften Bergbau nicht betrieben, da sich Spuren einer umfangreicheren Eisenproduktion aus jener Zeit in der Fichtelberger Gegend nicht nachweisen lassen. Daß aber auch das Erz um Fichtelberg schon damals den lokalen Eisenbedarf zu decken hatte, erscheint außer Zweifel. Erst im Anfang des 17. Jahrhunderts begann man, die Fichtelberger Bodenschätze zu heben und eine ausgedehnte Eisenindustrie darauf aufzubauen. Veranlassung dazu gaben die Bergfreiheiten Friedrich IV. von der Pfalz vom Jahre 1600. Schon 1604 finden wir eine Gewerkschaft, bestehend aus dem Fürsten Christian von Anhalt, Statthalter zu Amberg, dem kurpfälzischen Geheimrat Michael Löfen, dann Heinrich v. Eberbach, dem Rentmeister Theophilus Richius, dem Chemiker Matthäus Karl und dem Hütten-

¹⁾ MATH. FLURL, Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. München 1792, 35. Brief.

meister Johann Gesser in Warmensteinach, welche die Fundgruben „Gottesgab“ betrieb. Im gleichen Jahre erhielten sie vom Kurfürsten Friedrich ein befreites Berggericht und verschiedene andere Privilegien und in kurzer Zeit waren am Fuße des Gebirges ein Hochofen und verschiedene Hammerwerke in Betrieb. Der dreißigjährige Krieg brachte auch diese aufblühende Industrie zum Erliegen; die Gruben und Hüttengebäude wurden 1635 verlassen und zerstört. Da nach Friedensschluß die Gewerken den Betrieb nicht mehr aufnahmen, ließ Kurfürst Maximilian I. von Bayern 1648 die Gruben und Hütten auf eigene Rechnung wieder eröffnen. Nun erhoben aber die ehemaligen Gewerken Ansprüche auf die Anlagen und Grundstücke, woraus sich ein langer Rechtsstreit entspann, der endlich vom Kurfürsten Max Emanuel 1685 durch Zahlung einer Abfindungssumme beendet wurde. Inzwischen waren die Grube und die Hämmer von Ober- und Unterlind 1658 an Johann Ernst von Altmannshausen um den geringen Pachtschilling von 550 fl. auf acht Jahre verpachtet worden. Der Pächter hat nach FLURL jährlich 12 000 fl. aus den Werken gewonnen, wußte aber seinen Gewinn stets zu verheimlichen und im Gegenteil noch einen namhaften Schaden vorzutäuschen. So erreichte er durch die nächsten Jahrzehnte immer wieder die Erneuerung seines Pachtvertrages unter den alten Bedingungen. Endlich kam man hinter den Schwindel: das war im Jahre 1689 und seither wurden sämtliche Werke wieder auf kurfürstliche Kosten betrieben. Ich will nicht unterlassen, zu erwähnen, daß man bald nach der Wiederübernahme des Fichtelberger Betriebes in Ebnath eine Gewehrfabrik anlegte, welche dem Landzeugamt unterstand und Fichtelberger Eisen verarbeitete. Aus dieser Fabrik ist die heutige Kgl. Gewehrfabrik in Amberg hervorgegangen.

Nach Übernahme der Werke auf kurfürstliche Kosten umfaßte der Bergamtsbezirk Fichtelberg ca. 20 000 Tagwerk und gehörten dazu die Gemeinden bzw. Ansiedelungen: Gottesgab (heute Fichtelberg), Ober-, Mitter- und Unterlind, Neubau, Hüttstadel, St. Veith oder Neu-Hochofen, Steinach, Geiersberg, Stechen und Hempelberg, deren Bewohner fast durchweg Bergleute waren und als solche mit den Bergleuten zu Pullenreuth unter der Gerichtsbarkeit des Bergamts Gottesgab standen; nur in Halsgebreen gehörten sie nach dem Landgericht Waldeck.

Der Bergbau, welcher nun da betrieben wurde, war recht primitiver Natur. Man suchte das Ausgehende der Lagerstätte auf und wühlte sich dann in diese hinein, bis man vom vielen zusitzenden Wasser gezwungen wurde, den Bau zu verlassen und einen neuen aufzumachen. Wie ausgedehnt und weit zerstreut aber diese einzelnen Betriebe waren und wie bedeutend für die damalige Zeit die Förderung war, wolle aus folgender Spezifikation ersehen werden, welche überdies ein beredtes Zeugnis für die peinliche Genauigkeit der Buchführung beim alten Bergamt Gottesgab ablegt. Es heißt da:

Spezifikation: über das auß die neue Verrechnung würrklich abgestürzte
Climmer Ärrzt, dessen das Seidl zu 30 kr. zu gewünnen bezahlt würrdt.

Verfaßt den 15. Juny anno 1719.

Im Bischofsgriener.

Unterthenige gehorsambe Ambs-Anmörkungen.

Nebenstehender Kayser ist ein bekannter Formal
Sauffer und Schuldenmacher und hat mehrist erwachsene
Kindt sambt einem Hurn Kindt von seiner ölteren Tochter
bey sich, welcher zu sein: und der seinigen Unterhaltunge

Hanns Adam Kayser,
Bergmann auß Neupau
sambt seinen Söhnen
und Conradt Cästl, ge-
wester Auffgeber dort-

bis 15. Juny beim Amt außgehoben in Geld, Traidt und anderem 145 fl. 22 kr. 3 dl., worunter 40 fl. 53 kr. fertiger Rest ¹⁾ verstanden; der Verdienst trifft, wie hieneben zu ersehen, 117 fl. 45 kr. Restiert also ohne das bey Württen stehende Pirrgeld ad 32 fl., so bey jüngster Übernamb aufgestellt geblieben noch 27 fl. 37 kr. 3 dl.: arbeitet also bey diesem Bergwerkh weither forth.	}	selbst, haben gewohnen und verstürzt: 353 Seidl. Davon gebührt: Geld Betrag das Seidl à 30 kr. Hanns Adam Kayser 235 ¹ / ₂ Seidl 117 fl. 45 kr.
--	---	--

Dieser hat bis obbemelten Dato zu seiner Notturfft an Korngeld und anderem außgehoben 78 fl. 35 kr. 3 dl., worunter 17 fl. fertiger Rest begreiff, bleibt also derselbe noch schuldig 19 fl. 50 kr. 3 dl. Und beim Württen stehet an Pirr, also jüngstens mit ybernommen worden, 8 fl. 40 kr.	}	Und dem Conradt Kästl 114 ¹ / ₂ Seidl 58 fl. 45 kr.
---	---	--

Im Wasserschacht.

Sein Verdienst trifft mit jenen 35 fl., so ihme vom Bergamt wegen verrechneten Climmers anfiellen: Gutgethue verblieben, in allem 127 fl. 15 kr. und hieran hat er empfangen 82 fl. 37 kr., so bleibt ihme noch Gutgethue 44 fl. 38 kr.	}	Hanns David Heinrich und Christoph Kayser, beede auß Neupau wohnhaft haben allda gewohnen und verstürzt 369 Seidl. Davon gebührt: Hanns David Heinrich 184 ¹ / ₂ Seidl 92 fl. 15 kr.
---	---	--

Hat mit jenem ihme anfiellen: Gutgethue von 80 fl. 48 kr. (weillen all sein gewohnener Climmer wegen vorgezogenen Hauptumsturzes völlig angenohmmen und verrechnet wurde) bey dem Bergamt yber Abzüge des Empfanges noch guett und zu suchen 99 fl. 8 kr. 1 dl.	}	Christophen Kayser 184 ¹ / ₂ Seidl = 92 fl. 15 kr.
---	---	---

In der Krarza ufm Hürschbergl.

haben bis 15. Juny an Geld, Korn und anderem empfangen 106 fl. 16 kr. und also bey dem Bergamt noch zu suchen 112 fl. 14 kr.	}	Conradt und Mathes Kayser, denn Thoma Voith, gewester Auffgeber, haben allda gewohnen und verstürzt 470 Seidl und vom fertigen anno 1718 ^{ten} Jahr ist denenselben als Verrechnung stehen geblieben: 125 Seidl, tuet zusammen 595 Seidl. Davon gebühret Conradt und Mathes Kayser 437 Seidl = 218 fl. 30 kr.
--	---	--

Dessen Empfang an Geld, Korn und anderem trifft mit 12 ¹ / ₂ fl. Anfiellen: verbliebener Rest 89 fl. Den Verdienst mit 79 fl. davon abgezogen verbleibt er schuldig 10 fl.	}	Und Thoma Voith, gewester Auffgeber, 158 Seidl = 79 fl.
--	---	--

Ist deme pp. Climmer zu arbeithen bewilliget worden, alsolange der Hochofen nit gangbar ist, damit er etwan icht was an seiner Schuld abzallen kann.	}	Hanns Ernst Baabo, Schmölzer bey dem Hochofen Gottesgab und Hanns Kayser, Auffgeber dortselbst, haben gewohnen und verstürzt (yber Abzug 2 Seidl, so Baabo ist von den anno 1717 bey der Sandtgruben verrechneten 20 Seidl schuldig verblieben) 94 Seidl. Davon gebühret dem Baabo 46 Seidl = 23 fl.
--	---	---

Ingleichen solang als der Ofen nit im Gange ist und da sonst kein ander Arbeith vor ihme vorhanden ist.	}	Und Hanns Kayser 48 Seidl = 24 fl.
---	---	---------------------------------------

¹⁾ Von der letzten Abrechnung stehen gebliebenes Guthaben.

Im Oberberg ufm Hürschbergl.

Leonhardt Präur und Carl Nickhl haben allda gewohnen und verstürzt 342 Seidl.

Davon gebühret:

Ist mit 6 kleinen Khinds versehen und khundte sich mit der ordinari Bergschichtarbeith unmöglich ernöhren, deshalb er dem David Heinrich und Christoph Kayser als Climmerzuarbeiter im Wasserschacht zuegegeben worden.	}	dem Präuren 171 Seidl = 85 fl. 30 kr.
---	---	--

Ist abgelegt und dargegen bey Valentin Schreyer, Hammerschmidtmaister zu Ebnath für einen Hammerschmidtjungen aufgedingt: warumb aber deme ist Climmer zu arbeithen erlaubet worden, ist in Anrechnung, daß sein Vatter Thoma Nickhl, Nachschmidt zu Midlindt mit 9 lebendigen Khind versehen, geschehen.	}	Und Carl Nickhl 171 Seidl = 85 fl. 30 kr.
---	---	--

Im Graßberge bey m Hollerschlag.

Leonhardt Pudburger, Nachtwachter und Wolff Öhlert, Hüttenknecht zu St. Veith haben gewohnen und abgestürzt 110 Seidl, hiervon aber worden 30 Seidl abgezogen, so ihme schon anno 1717 außer Anschlag verrechnet worden, bleiben dahero noch 80 Seidl.

Davon gebührt:

Neben bemelter Pudburger als villjährig gewester Schmölzer, dermahlen aber Nachtwachter so nur wochentlich mit 45 kr. besoldet ist, ein alter man und kan nit zuvill Climmer gewöhnen.	}	dem Pudburger 40 Seidl = 20 fl.
--	---	------------------------------------

Gewöhnt ingleichen nit zuvill und hat dergleichen Arbeith zu seiner und der seinigen notdürfftig: Unterhaltung sehr nöthig.	}	Und Wolff Öhlert 40 Seidl = 20 fl.
---	---	---------------------------------------

Hans Leonhardt Hayd, Plöschschmidt zu Oberlindt und Balthasar Pudburger, Nachschmidt allda haben gewohnen und verstürzt 102 Seidl, hiervon aber sind 70 Seidl abzuziehen, so denselben schon anno 1717 außer Anschlag verrechnet und bezahlt worden, bleiben 32 Seidl.

Haben ihre Nahrung vorhin bey m Plöschschmidten, dahero ihnen ferners Climmer zu gewöhnen, abgeschafft worden.	}	Davon gebührt dem Hayd 16 Seidl = 8 fl. Und dem Pudburger 16 Seidl = 8 fl.
--	---	--

In Parkschlögen Ufm Hürschbergl.

Hans Leonhardt Pudburger, Schmölzer zu St. Veith, Mathes Wagner, Nachtschmölzer und Thoma Öhlert des Hüttenknechts Sohn haben allda gewohnen und verstürzt 23 Seidl.

Ist nit vill und haben solche im Winter, da kein ande Arbeith for selbe vorhandten und der Hochofen ausgangen gewesen, gewohnen; künftigt aber dürffen selbe nichts mehr an Climmer gewöhnen außer man wußte for selbe gar kein ande Arbeith.

Davon gebührt:
 dem Pudburger $7\frac{2}{3}$ Seidl = 3 fl. 50 kr.
 Mathes Wagner $7\frac{2}{3}$ Seidl = 3 fl. 50 kr.
 Und Thoma Öhlert
 $7\frac{2}{3}$ Seidl = 3 fl. 50 kr.

Vorgedachter Mathes Wagner und Thoma Öhlert haben absonderlich allda gewohnen und verstürzt 20 Seidl.

Davon gebührt
 dem Wagner 10 Seidl = 5 fl.
 Und dem Öhlert auch 10 Seidl = 5 fl.

Beim Steanbruch negst dem Hochofen St. Veith.

Erstgemelter Mathes Wagner hat allda gewohnen und abgestürzt: 16 Seidl = 8 fl.

Summa deß uf die neue Verrechnunge würlklich abgestürzten Climmerärzts:
 1924 Seidl = 962 fl.

Soweit diese Spezifikation.

Ich gebe daran anschließend noch die Resultate der folgenden Jahre:

1719/20 wurden gewonnen 1671 Seidl, 1720/21 2055 Seidl und 1721/22 2265 Seidl.

Was die Qualität der Erze anlangt, so scheint auch nicht in allen Bauen das reinste Erz gewonnen worden zu sein, denn ein Bericht des Bergamts Fichtelberg vom 26. September 1719 besagt, daß das von Hans Adam und Conrad Kayser gewonnene Erz „ganz spreßt und nebstdeme unrain gewohnen worden, auch sehr vill schädlichen Marcaßit mit sich führet“.

Trotz allem muß die vorangegebene Produktion als sehr hoch und günstig bezeichnet werden. Unter der Voraussetzung, daß auch das damalige Seidl = 6 Ztr. war, würde sich für 1721/22 eine Förderung von 13590 Ztr. berechnen, während sie in den 40er Jahren des 19. Jahrhunderts nur 4500—6000 Ztr. betrug. Man muß sonach die Blütezeit des Fichtelberger Bergbaus in die erste Hälfte des 18. Jahrhunderts setzen, also lange bevor man mit unglücklich angelegten Stollen am Bergbau zu experimentieren anfangt. Damit möchte ich aber durchaus nicht die damals gangbare und im Eingang dieser Abhandlung kurz skizzierte Abbau-methode als lobenswert bezeichnen.

Vor 1753 waren zu Gottesgab zwei, zu St. Veit ein Hochofen mit fünf Frischfeuern im Gange. Da aber infolge des durch diesen intensiven Betrieb bedingten hohen Holzaufwandes die Waldungen sehr abnahmen, so beschloß man, von dem vorgenannten Jahre an nur mehr einen Hochofen in Gottesgab nebst den Frischfeuern zu Ober- und Niederlind zu betreiben. Mit dieser Anordnung dürfte auch der Bergbau manche Einschränkung erlitten haben, um so mehr als man den strengflüssigen Eisenglimmer nicht allein verhüttete, sondern die Roteisensteine von der Schindeloh, Pullenreuth und Neusorg u. a. O. zu $\frac{5}{6}$ und Eisenglimmer zu $\frac{1}{6}$ vermöllerte.

Im Jahre 1789 war bloß mehr der Glimmerbergbau am Gleißingerfels von Bedeutung, wie aus dem Amtsberichte vom 19. Februar 1789 hervorgeht. Für das Seidl Erz wurden schon 50 kr. Lohn bezahlt. Um aber dem Bergbau, dessen Verfall wohl von der oben wiedergegebenen Betriebsreduktion aus dem Jahre 1753

her datierte, wieder aufzuhelfen, wurde ein Geding von 1 fl. pro Seidl bewilligt unter der Bedingung, daß im unverritzten Feld ein Schacht abgeteuft und dieser mit einem Stollen gelöst werde. Dies ist aber nicht geschehen und die Erhöhung des Gedinges war umsonst. Dessenungeachtet stieg das Geding 1799 noch auf 1 fl. 30 kr. und 1810 auf 1 fl. 45 kr. das Seidl.

Ein neuer Abschnitt für den Bergbau begann, als man sich entschloß, den Gleißingerfelsen mit einem Stollen aufzuschließen, auf dessen Notwendigkeit schon FLURL hingewiesen hatte. Ein solcher wurde 1802 begonnen, aber schon 1805 wieder eingestellt. Es ist dies der nachmalige „tiefe Stollen“, welchen auch der k. b. Land- und Forstgeometer FR. CORB. MAYER in seiner „Mappa über die k. bayr. Fichtelbergische Berg- und Hüttenamts Grubenrevier Gleißingerfels mit den darin befindlichen Gängen, Trümmern, Gruben-Versuchen und Schürfen etc.“ 1808 angibt.

Inzwischen wurde der Bergbau am Gleißingerfelsen in kleinen Einzelbetrieben weitergeführt. Über die Art dieser Betriebe und ihren Umfang besagt der Grubenaufstand des Eisensteinbergbaues zu Gottesgab „am Schlusse des II. Quartals 1822/23“ vom 27. März 1823 folgendes:

„Die erste Eigenlöhnerschaft (hierüber siehe weiter unten), Grubenvorsteher Josef Voith, hatte nur die eine ihrer beiden Zechen belegt und zwar die unten liegende. Dieses Gebäude ist von der Sohle eines ziemlich tiefen Tagverhaues ungefähr 7 Lachter niedergebracht. Die Ausdehnung der Zeche nach dem Streichen beträgt ohngefähr 7 Lachter. Der Eisenstein wurde am oberen, nördlichen Stoße $\frac{4}{10}$, am unteren oder südlichen Stoße $\frac{3}{10}$ und an der Sohle 3—4 Zehntel mächtig verlassen.

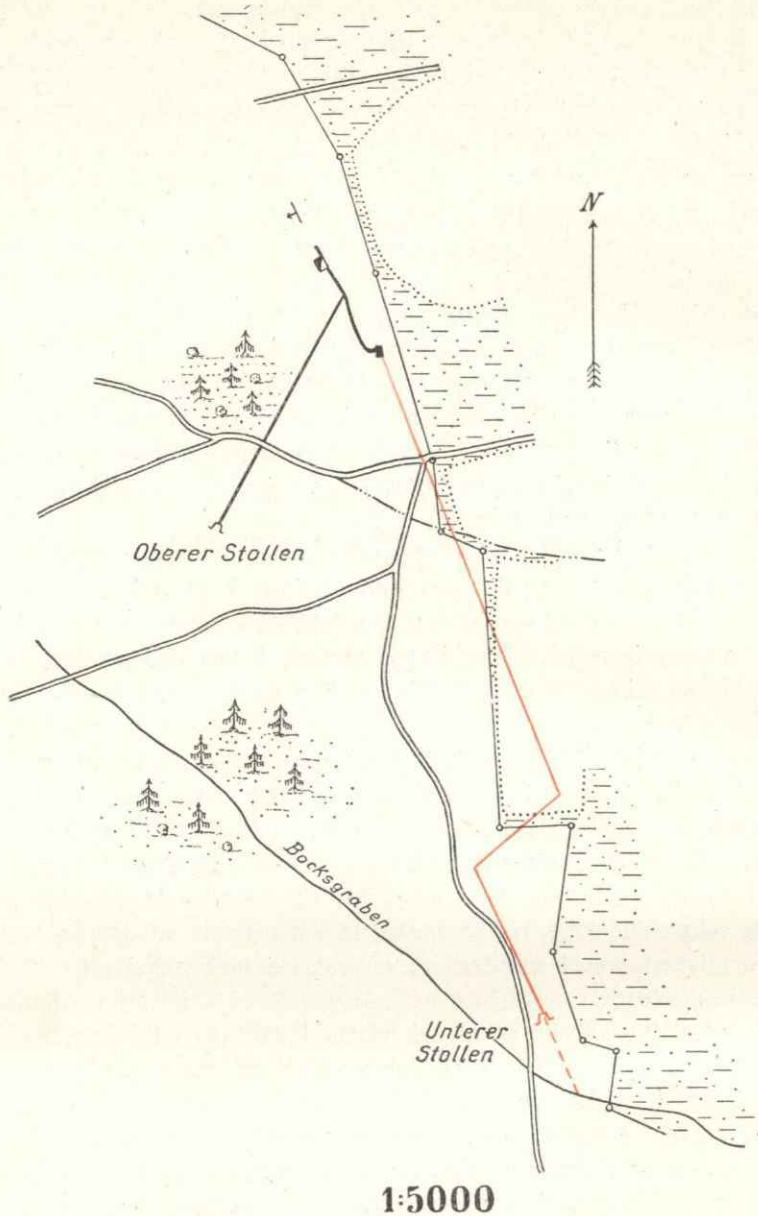
Die zweite Eigenlöhnerschaft, Grubenvorsteher Karl Hautmann hatte ihre Zeche als ihr einziges Gebäude 6 Monate hindurch belegt. Dasselbe hat seine Hauptschürfe in 8 Lachter Seigerteufe von Tage nieder, ist sodann bis an die Sohle 6 Lachter tief verbaut und zwar in einer Ausdehnung von 8 Lachter dem Streichen nach.

Der Eisenstein steht an dem nördlichen Stoß ein Lachter und am südlichen $\frac{5}{10}$ mächtig, obgleich etwas zerfahren an. An der Sohle ist der Anstand in ganz in einer Mächtigkeit von 1 Lachter, jedoch hat ein tauber Keil den Eisenstein in 2 Trümmer zerworfen.“

(Nach dem Revisionsprotokoll über die Befahrung und Regelung der zum Kgl. Berg- und Hüttenamt Fichtelberg gehörigen Bergbaue vom 25. Juni 1823 war das Anstehen an der Sohle nur 5—6 Zehntel Lachter mit Einschluß eines Quarzkeils von 2—3 Zehntel Stärke. Die Belegschaft beider Zechen betrug je sechs Mann.)

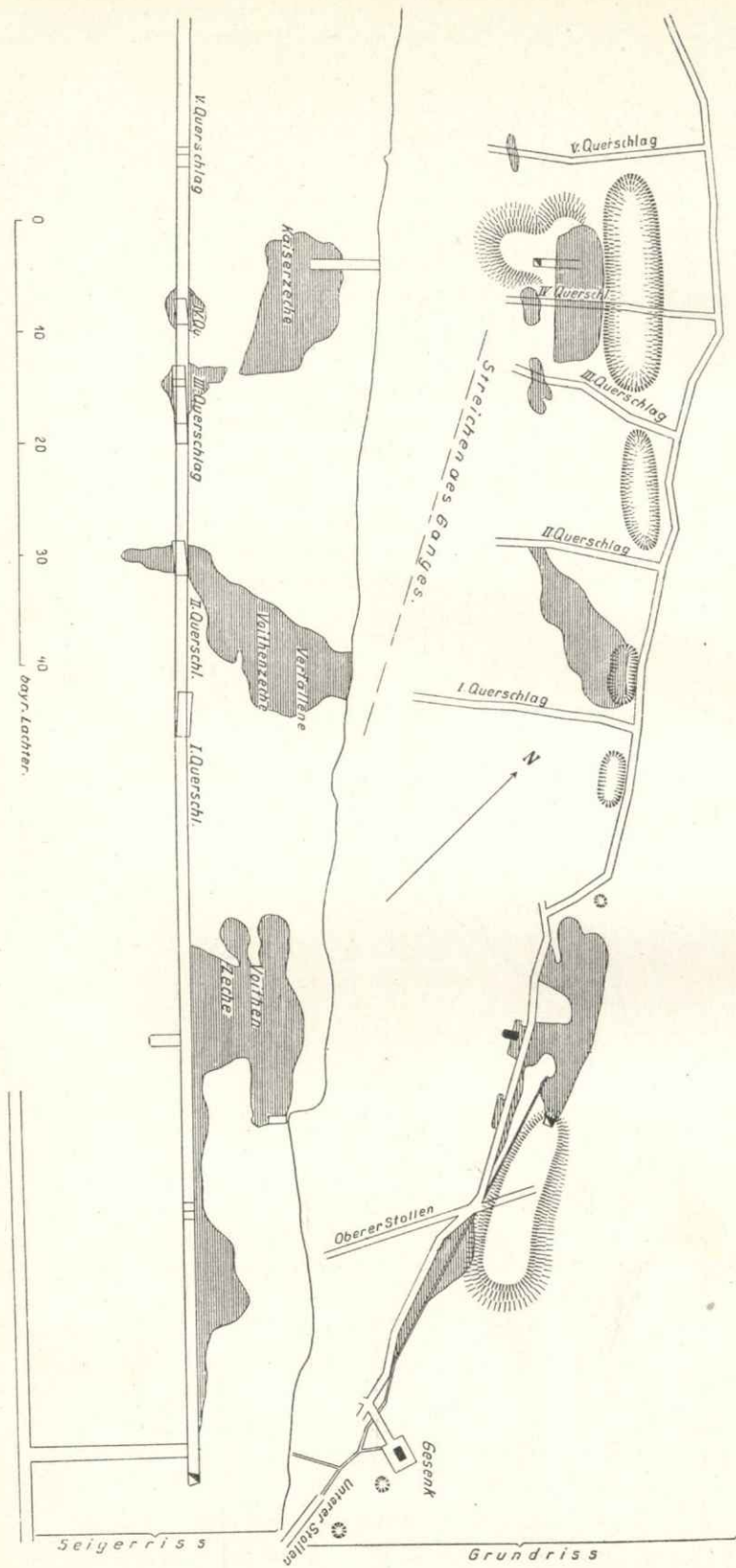
„Neuschürfer Bartlmä Kellner hat ohngefähr $\frac{1}{4}$ Stund mehr nordwärts einen Neuschurf eröffnet und den Eisenstein ohngefähr 3 Lachter tief in $\frac{2}{10}$ Mächtigkeit und 2 Lachter niedergebracht. Da aber der Eisenstein mehr und mehr mit Quarz sich zu vermengen und fester zu werden anfang, so säuberten dieselben einen ohngefähr 20 Lachter südwärts liegenden Tagverhau aus, nach 5 Lachter Teufe war die Sohle noch nicht erreicht. Da jedoch die Tagewässer schon ziemlich anzudringen begannen, so unterließen sie die gänzliche Aufsäuberung des Tiefsten und kosteten die beiden Stöße, an denen sie einen milden Eisenstein in $\frac{2}{10}$ mächtig anstehend fanden. — Schließlich wird gemeldet, daß aus dem ersten Grubengebäude 415 Seidl Eisenglimmer, aus dem zweiten 205 Seidl und aus den Neuschürfen 38 $\frac{1}{2}$ Seidl gefördert wurde.“

Diese Baue wurden leider nicht zu Plan gebracht. Soweit sich aus den späteren Plänen zu Anfang der 1840er Jahre ersehen läßt, handelte es sich nach den gemachten Angaben über die betriebenen Baue um die Voithenzeche.



Figur 1.
Situationskizze der Stollenanlagen am Gleißingerfels.

Im November 1827 wurde endlich der tiefe Stollen (auch Reiner'scher Erbstollen genannt) wieder aufgewältigt und fortgesetzt, um die Hauptbaue am Gleißingerfels, die Kaiser- und Voithenzeche, zu unterfahren. Auf oben stehender Planskizze (Figur 1) ist er in roten Linien angegeben. Fünf Jahre später begann man 16 Lachter = 31,07 m höher einen oberen Stollen anzulegen, um noch vor Eintreffen des unteren Stollens unter der Kaiser- und Voithenzeche diese Baue zu lösen. Es wurden mit diesem Stollen aber nur zwei Lachter Teufe unter der Voithenzeche eingebracht. Anfang des Jahres 1834 war der „Gleißingerfelsglimmergang“, auf welchem die Kaiser- und Voithenzeche bauten, angefahren und im



Figur 2.

Die Grubenbaue im Gleibingerfels (Grundriß und Seigerriß).

Nach den alten Plänen kopiert.

November desselben Jahres durchörtert worden. Eine in diesem Gange streichend nach Nordwesten aufgefahrene Strecke wurde im Dezember 1835 mit der Voithenzeche durchschlägig.

Während des Vortreibens des oberen Stollens war der untere eingestellt 1837 nahm man den Betrieb wieder darin auf, während nunmehr in der Sohle des oberen Stollens von der streichenden Strecke aus mit fünf Querschlägen der den Eisenglimmer führende Quarz durchörtert und das Erz abgebaut wurde. Der untere Stollen wurde im Liegenden der Lagerstätte bis unter das südliche Flügelort des oberen Stollens getrieben und dort mit diesem durch ein Gesenk verbunden. Dann wurde er noch im Streichen der Lagerstätte bis unter die Voithenzeche geführt, ein Durchschlag mit dieser erfolgte jedoch nicht.

Mit drei Querschlägen sollte der Quarzgang untersucht und durchörtert werden; weit wurden aber diese nicht in das Feld getrieben; denn zuzitende Wässer einerseits, andererseits fehlende Geldmittel machten den Arbeiten im tiefen Stollen bald ein Ende. Wir wissen aus den Akten nur, daß lediglich Schmitzchen von Eisenglimmer, welche den Quarz in streichender Richtung durchzogen, angefahren wurden.

Der inzwischen weiter betriebene obere Stollen wurde im August 1849 mit der Kaiserzeche durchschlägig. Hierbei sollen sich sowohl am südlichen als am nördlichen Stoß so reiche Erzanbrüche gezeigt haben, „daß für 30 Jahre Hoffnung auf eine jährliche Gewinnung von großen Quantitäten reinen Eisenglimmer bestand“. So sagt wenigstens der Bericht vom 10. Oktober 1849. Von dem reichen Bergesege hat aber später, trotzdem doch soviel wie nichts gebaut wurde, kein Mensch etwas gesehen.

Die fünfziger Jahre des vorigen Jahrhunderts brachten dem ärarialischen Bergbau am Gleißingerfels das letzte Stündlein. Es war ein langsames Verschlummern. Ende April 1850 erfolgte zunächst eine temporäre Betriebseinstellung. Die kritische Lage des gesamten ärarialischen Berg- und Hüttenwesens, welche sich damals wieder sehr bemerkbar machte, verbunden mit der großen Konkurrenz vom Rhein her und die unrationellen kostspieligen Anlagen forderte die Einstellung aller nicht dringend gebotenen Bauten. Dazu kam, daß der Erlös für das Erz mit 1 fl. 45 kr. bzw. 1 fl. 22 kr. pro Seidl tief unter den Gesteungskosten mit 1 fl. 56³/₄ kr. oder (mit Einschluß der Kosten für die Ausrichtungsarbeiten) mit 2 fl. 48³/₄ kr. blieb. (Im Jahre 1841 war der Verkaufswert für das Seidl noch 3 fl.!) Endlich war sowohl der Hochofen zu Fichtelberg als auch der zu Königshütte auf Jahre hinaus mit Eisenglimmervorräten versorgt. In den Wintermonaten der folgenden Jahre verlegte man einige der ständigen Bergleute, für welche man sonst keine Arbeit hatte, in die Baue auf der oberen Sohle.

Die Entschließung der Kgl. General-Bergwerks- und Salinen-Administration vom 26. März 1859 verfügte endlich die definitive Einstellung des Betriebes.¹⁾ Unterm 26. März 1866 erklärte genannte Stelle das ärarialische Grubenfeld von 1 Fundgrube und 349 Maßen ins Freie.

Heute bestehen am Gleißingerfels und Umgebung die Grubenfelder: Gleißingerfels, Neubermer, Friedenszeche, Kaiserzeche und consol. Fichtelberg.

Nachdem der Bergbau nach einer kurzen Wiedereröffnungsperiode in den 70er Jahren wieder eingegangen war, nahm 1894 die rührige Firma F. C. Mathies & Co.

¹⁾ Die Entschließung lautete: „Im Nachgang zur Entschl. vom 20. d. Mts. Nr. 5340 wird angeordnet, daß der Betrieb des Eisenglimmerbergbaus am Gleißingerfels sofort eingestellt und in Fristen gehalten wird, falls derselbe dermalen belegt sein sollte. Ebenso sind alle Versuchsbaue einzustellen. gez. v. Hermann.“

in Erbach im Odenwald den Betrieb im oberen Stollen in kleinem Umfang zur Gewinnung von Eisenglimmer als Panzerschuppenfarbe wieder auf.

Der Abbau erfolgte durch Gesenke, welche von der oberen Stollensohle aus im Gang niedergebracht wurden. Aber auch dieser kleine Betrieb kam, nachdem die aufgeschlossene Grube so gut wie ausgebaut war, Anfang 1907 zum Erliegen.

Bevor ich auf den derzeitigen Zustand der Grube und die geologischen Verhältnisse eingehe, möchte ich am Schluß der historischen Erörterungen auf die eigenartigen Verhältnisse der Bergknappen, welche dort bis in die ersten Jahrzehnte des 19. Jahrhunderts herein bestanden, hinweisen. Der Bergbau sowohl im Gleißingerfels als in der ebenfalls dem Fichtelberger Bergamt unterstehenden Grube Pullenreuth wurde nicht durch reguläre vom Bergamt eingestellte Bergleute, sondern durch sogen. Eigenlöhner geführt. Die Absätzigkeit der Eisensteinrümmer und Nester nämlich, die Beschwerlichkeit der Wasserhaltung und endlich die große Festigkeit des Gesteins machten einen streng geregelten Betrieb zu kostspielig. Deshalb ließ man den Glimmerbergbau seit den ältesten Zeiten von Privatleuten führen und löste ihnen das Seidl Erz zu einem bestimmten Preise ab; man sanktionierte also behördlich den Raubbau. Diese Unterarkodanten hießen Eigenlöhner. Selbstverständlich standen sie, solange sie in der Grube beschäftigt waren, unter der Aufsicht des Bergamts Fichtelberg. Jede Eigenlöhnerschaft hatte einen Grubenvorsteher aus ihrer Mitte zu bestellen, welcher direkt mit dem Bergamt zu verkehren, die Weisungen entgegenzunehmen und abzurechnen hatte. Nach diesen finden wir dann die Kaiserzeche, Voithenzeche, wohl auch den „Kellerveithen-Glimmergang“ u. a. benannt.

Zurzeit sind bei der Grube am Gleißingerfels nur mehr zugänglich: Der obere Stollen mit 180 m Länge, die im Hangenden des Quarzgangs streichend aufgefahrene Strecke, die fünf Querschläge, mit welchen der Quarzgang durchörtert wurde und die über der Stollensohle befindlichen Abbaue, welche mit den Bauen in der Kaiser- und Voithenzeche identisch sind. Die Gesenke unter der Stollensohle stehen voll Wasser.

Das Gesenk, welches die Baue des oberen Stollens mit dem unteren verband, ist ebenfalls noch offen, aber nicht mehr fahrbar und versoffen. Es wurde während des letzten Bergbaubetriebes als Dynamitmagazin benützt.

Das Mineral, welches am Gleißingerfels gewonnen wurde, ist Eisenglimmer. Da dasselbe ein allbekanntes Erz ist, kann ich das Eingehen auf seine mineralogischen Eigenschaften etc. unterlassen und will nur eine neuere Analyse wiedergeben, welche ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. ALB. SCHMIDT in Wunsiedel verdanke. Danach enthielt ein Eisenglimmer vom Gleißingerfels: 95,16 Fe_2O_3 , 0,90 Al_2O_3 , 0,26 CaO , 0,83 MgO , 0,15 SiO_2 , 0,05 geb. H_2O , 3,35 Gangart und (0,02 Feuchtigkeit). Wir haben es also mit fast reinem Eisenoxyd zu tun.

Der Eisenglimmer tritt in Schlieren, welche bis zu 4 m Mächtigkeit erhalten, in bis 10 m mächtigen Quarzgängen auf, welche in nahezu nördlicher Richtung mit einem durchschnittlichen Einfallen von 65° gegen Westen streichen. Außerdem findet er sich allenthalben im Granit in kleinen oft noch fein verästelten Gängchen von mehreren Zentimetern bis zu Bruchteilen eines Millimeters Mächtigkeit.¹⁾ Das Vorkommen

¹⁾ Dr. A. SCHMIDT, Wunsiedel, teilt über das Vorkommen in Heft 17 des „Erzbergbaus“ S. 328 mit, daß man am Gleißingerfels 18 Quarzgänge zählen konnte, in welchen das Erz von $\frac{1}{2}$ m bis zu 4 m Mächtigkeit auftrat.

ist durchweg schuppig-blättrig und läßt sich auch da, wo er durchaus derb ausgebildet ist, die blättrige Struktur sehr gut erkennen. Wo er spärlicher im begleitenden Quarz vorkommt, bildet er sehr schöne Rosetten, die leider nie groß werden. Er scheint an den großkörnigen Granit gebunden zu sein, in welchem auch sein Hauptvorkommen am Gleißingerfelsen aufsetzt; im Aplit konnte ich ihn nicht beobachten. Als besonders charakteristisch für das Vorkommen des Eisenglimmers in Gängen muß seine Vergesellschaftung mit Quarz bezeichnet werden. Gewöhnlich tritt der Quarz an den Salbändern der Gänge bzw. Gängchen auf, wenn er manchmal dort auch nur als dünnes Blatt ausgebildet ist. Dann findet er sich aber auch innerhalb der Eisenglimmerschlieren eingelagert. Wo er immer zusammen mit dem Eisenglimmer auftritt, ist er kristallinisch ausgebildet und zeigt mitunter Drusen von gut entwickelten Kristallkörpern, zwischen denen der Glimmer ausgeschieden ist. Auch bei dem mächtigen Gangquarz habe ich die kristallinische Struktur beobachten können und zwar zeigen sich hier dicht aneinanderliegende Kristalle bis zu Spargelgröße, im allgemeinen normal zum Einfallen des Ganges gelagert, bei welchem jedoch meist nur das Prisma ausgebildet ist. Es macht den Eindruck, wie — natürlich ins Große übertragen — die Säulen des Basalts. Ähnliches hat auch FLURL beobachtet. Er sagt darüber (a. a. O. S. 447): Der Quarz „ist am gewöhnlichsten graulich weiß und steht in einem Lager an, das 3—4 Lachter Mächtigkeit erreicht, zwischen der achten und neunten Stunde von Morgen in Abend streicht und ziemlich senkrecht in das Gebirge fällt. Er findet sich an sehr wenigen Orten, besonders gegen die Mitte und gegen das Hangende hin, vollkommen derb, sondern häufig durchlöchert, zerfressen, zufällig mit Drusen und Höhlungen und wie es das Aussehen hat, mit einer Menge Klüfte und Spalten unterbrochen, welche von dem mit ihm brechenden Eisenglimmer ausgefüllt wurden. Er kommt daher nicht nur unter den eben angeführten besonderen Gestalten, sondern häufig in Kristallen ganz kleiner, kleiner und mittlerer Größe vor, welche auf verschiedene Weise, neben und durcheinander verwachsen, meistens hellweiß, bisweilen aber gelblich und nelkenbraun, ja von beigemischtem Eisenocker sogar auch rot gefärbt sind“.

Ich komme aus diesen Beobachtungen zu dem Schluß, daß da, wo der Eisenglimmer in Gesellschaft von Quarz auftritt, stets eine Kristallisation — wenigstens am Gleißingerfels — zu konstatieren ist.

Auf den Quarzgängen stellt sich, freilich in recht untergeordnetem Maß, Schwefelkies neben dem Eisenglimmer ein; er findet sich nicht nur derb, sondern vielfach, wo er direkt im Quarz eingelagert ist, gut auskristallisiert. Die Kristallkörper erreichen mitunter die Größe einer Erbse. Stellenweise ist er mitten im Eisenglimmer eingelagert, aber ich konnte stets beobachten, daß dann wenigstens in der Nähe ein Quarzschnürchen vorhanden war. Sein Auftreten ist den alten Bergleuten recht unangenehm gewesen, wie aus dem bereits angeführten bergamtlichen Bericht vom 26. September 1719 hervorgeht. Auch sonst ist in den alten Akten zuweilen von „marcaßite Climber Ärtzt“ die Rede.

Außerdem kommen noch vor: Brauneisenerz als Überzug etc. auf den Quarzkristallen, mitunter wohl auch in Drusen und sonstigen kleinen Hohlräumen tropfsteinartige Gebilde zeigend, dann auch fein verteilt als mulmiges Erz das zersetzte Gestein an den Salbändern durchsetzend. Es ist offenbar ein sekundäres Produkt, aus Eisenglimmer oder Schwefelkies entstanden. Ihm reiht sich an: Roteisenerz, das krypto-kristalline Fe_2O_3 . Es kommt, als eine Art von Rötel im Eisenglimmer

selbst und zwar in den tieferen Zonen vor, wo es dann wohl an Stelle des Glimmers tritt. Es ist nicht unmöglich, daß wir in tieferen Horizonten, als wir bis heute kennen gelernt haben, an Stelle des Eisenglimmers überhaupt Roteisenerz finden werden. Das häufigere Auftreten des letzteren deutet einerseits darauf hin, andererseits führt aber auch die Erwägung dazu, daß Roteisenerz und Eisenglimmer chemisch miteinander identisch sind und ihre kristallinisch verschiedene Ausbildung lediglich auf die mehr oder weniger schnelle Bildung der Ablagerung zurückzuführen ist.

Zur Vervollständigung des Mineralienkatalogs des Quarzanges des Gleißingerfelsens habe ich die von FLURL a. a. O. noch aufgeführten, offenbar äußerst seltenen Granaten und Bergkork zu erwähnen.

Der Quarzgang des Gleißingerfelsens tritt in jener „eigenartigen Ganggranit-Varietät auf, welche als Steinach-Granit bezeichnet wird und eine aus zersetztem Pegmatit hervorgegangene, Steinmark, Onkosin, Epidot, Granat, Eisenglimmer, Schörl, weißen Glimmer oder rötliche Feldspäte enthaltende, luckige Gangmasse darstellt“. So charakterisiert GÜMBEL¹⁾ vortrefflich die pegmatitische Gangmasse, welche, westlich von Fichtelberg beginnend, in nordwestlicher Richtung über den Ochsenkopf zieht und hauptsächlich den Quarzgang mit dem Eisenglimmer in sich birgt. Insbesondere sind darin die Orthoklase sehr schön und groß ausgebildet, daneben zeigt sich sehr häufig der grüne Onkosin, wohl ein Zersetzungsprodukt aus Glimmer, dessen Stelle er zu vertreten scheint. Dieser Pegmatit ist durchzogen von einer Menge größerer und kleinerer Sprünge und Risse, welche fast durchweg ein steiles Einfallen gegen Westen zeigen. Die Sprünge sind wieder ausgeheilt teils mit reinem, kristallisiertem Quarz, teils mit Quarz und Eisenglimmer. Wo Eisenglimmer die Risse mit ausheilen half, ist das Gestein je nach der größeren oder geringeren Zersetzung mehr oder weniger mit Brauneisenstein infiltriert. Dies gilt sowohl von den kleinen Gängchen als von dem Hauptquarzgang. Sehr schön läßt sich gerade an den kleinen Gängchen, welche auf Haarrissen entstanden sind, die Infiltration erkennen. Insbesondere ist es hier sehr bezeichnend, daß an den Stellen, wo die Risse etwas breiter werden, also auch mehr Füllungsmaterial vorhanden ist, die Infiltrationszonen sich erheblich vergrößern.

Ich habe bereits angedeutet, daß der pegmatitische Ganggranit, GÜMBELS Steinachgranit, sehr zersetzt ist. Diese Zersetzung zeigt sich am meisten in der Nähe von Spältchen, ganz besonders aber an den Salbändern des großen Eisenglimmer führenden Quarzanges. Hier läßt sich auch ganz deutlich beobachten, was bei den kleineren Spalten weniger stark, wenn auch immerhin deutlich bemerkbar ist, daß nämlich das Gestein im Hangenden des Ganges mürber und zersetzter ist als im Liegenden. Bei der Zersetzung mögen wohl die Zerklüftung u. s. w. während der Spaltenbildung als einleitendes Moment für die chemische Veränderung eine Hauptrolle gespielt haben.

Der Steinachgranit zeigt an den Salbändern jenen „Gesteinszustand, welchen der Bergmann als faul bezeichnet“ (R. BECK, Lehre von den Erzlagerstätten. 1901. S. 416). Direkt an denselben ist er deutlich kaolinisiert. Der ohnehin spärliche Glimmer ist fast ganz verschwunden, sein Stellvertreter, der Onkosin, ist ausgebleicht. Die kaolinige Masse ist, wie bereits erwähnt, mit Eisenoxyd infiltriert; da wo die Kaolinisierung nicht vollständig ist, findet sich das Brauneisen zwischen den noch nicht umgewandelten Feldspäten in Spältchen, kleinen Butzen u. s. w., je nachdem es von mürbem Gesteinsmaterial absorbiert wurde. Auch bei Feldspäten,

¹⁾ C. W. v. GÜMBEL, Geol. v. Bayern, II. Bd. 1894. S. 491.

an welchen die Kaolinisierung erst eingeleitet oder auch noch nicht vollendet ist, ist deutlich die Absorption von Eisenoxyd zu sehen. Dies ist makroskopisch um so besser zu erkennen, je gröbkörniger die Ausbildung des Steinachgranites ist, und dies ist ganz besonders am Hangenden und Liegenden des Gleißingerfelshauptquarzganges der Fall.

Diese Beobachtungen an den Salbändern, dann das Vorkommen und die Anreicherung des Schwefelkieses nach der Teufe zu, endlich die Kristallisation lassen die Deutung der Entstehung der Eisenglimmergänge am Gleißingerfels zu. Es gibt vier Möglichkeiten für die Erklärung: entweder sind die Gänge durch Lateralsekretion oder durch Sublimation oder unter Mitwirkung von Thermen oder auch durch Zusammenwirkung dieser Ursachen entstanden. Für die Annahme der Lateralsekretion spricht eigentlich bloß die Zersetzung des umgebenden Gesteins. Bedenkt man jedoch, wie wenig weit diese sich erstreckt, so muß es schwer fallen, daraus die dort recht mächtige Eisenglimmerablagerung im Gleißingerfelshauptgang herzu-leiten. Ferner spricht dagegen der Umstand, daß in größeren Teufen sich der Reichtum des Ganges an Roteisenerz mehrt, während der an Eisenglimmer abnimmt, was auf eine verschieden schnelle Abscheidung des Fe_2O_3 in der Gangspalte hindeutet. Endlich ist zu erwägen, daß die Bildung von Eisenglimmer höhere Temperaturen als die niedere Temperatur des nahe der Erdoberfläche liegenden Gesteins, welche die Sickerwässer annehmen können, zu bedingen scheint.

Mit Hilfe der Sublimation suchte DUROCHER die Entstehung aller jener Erze zu erklären, welche auf nassem Wege — wenigstens als Kristalle — nicht darstellbar waren: „D’ailleurs, j’ai pu produire sous forme de cristaux plusieurs minéraux que par voie humide on n’a encore pu obtenir qu’à l’état amorphe, ainsi les sulfures de fer, de zinc, de cuivre.“ (DUROCHER in Comptes Rendues Bd. 32. Jahrg. 1851, S. 824.) Ebenso berichtet er, daß es ihm gelungen sei, kleine Kristallnadelchen von Quarz durch Sublimation zu erhalten. Die Anschauung über die Sublimation ist seitdem wesentlich modifiziert worden und führt man nur eine beschränkte Zahl von Lagerstätten auf dieselbe zurück. Wir sind eben nicht mehr darauf angewiesen, die Kristalle von Sulfiden nach DUROCHERS Vorgang entstehen zu lassen. Insbesondere kennen wir Pyritkristalle in der Kohle, dann in allen möglichen Sedimenten, wo Exhalationen von vornherein auszuschließen sind. Bei den Gängen am Gleißingerfels erscheint die Erklärung mit reiner Sublimation nicht brauchbar. Denn es darf die Entstehung des Quarzes nicht von der des Eisenglimmers getrennt werden. Für die Quarzmassen läßt sich aber eine Sublimation nicht annehmen. Denn diese sind, wie bereits erwähnt wurde, in Kristall-Individuen bis Spargelgröße, welche gleichsam aufeinander gepreßt erscheinen, ausgebildet und zeigen oft mehrere Meter mächtige Massen. Ich möchte auch hier auf Prof. BECK, Lehre von den Erzlagerstätten (1901. S. 444/445) hinweisen, wo von einem Analogon gesagt wird, daß die Ausfüllung von mächtigen Zinnerzgängen mit „ihren Drusenräumen, in die bis 30 cm lange Quarzkristalle hineinragen, sicher darauf hindeute, daß hier eine Abscheidung aus Lösungen stattgefunden haben muß“. Endlich läßt sich die reinliche Scheidung von Quarzfels und Eisenglimmer nicht erklären, wenn man einfache Sublimation annimmt. Daß die Ablagerung durch zeitlich verschiedene Exhalationen entstanden ist, muß schon aus dem Grunde abgelehnt werden, weil wir in kleinen Spalten eine enge Vergesellschaftung von Quarz und Eisenglimmer haben und nicht einzusehen ist, warum in allen auch noch so kleinen Spalten Hohlräume übrig geblieben sein sollen, welche dann später mit Eisenglimmer verlegt wurden.

Dennoch möchte ich eine gewisse Mitwirkung von Gasen und Dämpfen bei der Bildung des Eisenglimmers nicht von der Hand weisen und zwar eine solche, welche bei den aufsteigenden und in der Gangspalte zirkulierenden Thermalwässern sich betätigte und welche wohl auch durch den benachbarten Proterobasgang, der nur wenig älter als die Eisenglimmervorkommen am Gleißingerfels sein dürfte, bedingt ist.

Ich habe bereits weiter oben von der Veränderung des Nebengesteins gesprochen, welche eben nur unter dem Einfluß der in den Gangspalten zirkulierenden Wässer entstanden sein kann und zwar der Wässer selbst, welche im Laufe der Zeit die Ausfüllungsmasse herbeischaffen und absetzen ließen. Wir haben auch gesehen, daß da, wo Eisenglimmer in der Nähe des Nebengesteins lagerte, eine größere oder geringere Durchsetzung desselben mit Brauneisenstein erfolgte, was offenbar eine Einwirkung auf das Nebengestein von der Spalte aus ist.

Parallel zum Gleißingerfelsgang und nur wenige 100 Meter nördlich davon verläuft ein gegen Westen einfallendes Proterobasgangsystem, welches den Granit durchbricht und schnurgerade auf den Gipfel des Ochsenkopfs zustreicht. Es ist dies ein sehr schönes Vorkommen einer hoch hornblendehaltigen Diabasvarietät, auf welches eine rege Industrie gegründet ist. An akzessorischen Bestandteilen fällt beim Proterobas sofort der hohe Gehalt an Schwefelkies auf. Hier sehe ich nun die Entstehungsursache für den Eisenglimmer am Gleißingerfels.

Da zur Annahme von exokinetischen Spalten die ganze Gegend keinen Anhalt gibt, müssen die eisenglimmerführenden Gangspalten als einfache entokinetische Spalten aufgefaßt werden. Es mag dahingestellt bleiben, ob die Spaltenbildung im Pegmatitgang auf den Proterobas zurückzuführen ist, in der Weise nämlich, daß durch die auskühlende Proterobasmasse eine Zerreißen des Nebengesteins erfolgt ist. In diesem Fall müßte aber eine Zertrümmerung des Granitstocks zwischen dem Proterobas und dem Pegmatit erfolgt sein. Von einer solchen ist aber nichts zu bemerken. Ich glaube daher, eher das Aufreißen der Gangspalte im Pegmatit auf die Auslösung von Spannungen bei der Erstarrung dieses Ganggranits zurückführen zu sollen.

In diesem so geschaffenen Spaltensystem haben nun Thermalwässer zirkuliert, welche zugleich Gase mitführten und das Material zur Ausfüllung der Spalten gelöst enthielten. Aus den Aufschlüssen im Niveau des tiefen Stollens wissen wir, daß dort die Abscheidung des Eisenglimmers im Verhältnis zu den höheren Horizonten bedeutend geringer ist. Es ist also offenbar zunächst in der Hauptsache Quarz abgeschieden worden, während die Wässer noch nicht genügend mit Eisen angereichert waren, so daß dieses vorerst noch in Lösung blieb. Mehr Wahrscheinlichkeit hat die Annahme, daß sich Eisenglimmertäfelchen schon zu dieser Zeit bildeten, aber nicht oder nur ganz spärlich — vgl. die vereinzelt Vorkommen in Drusen — zum Absatz kamen. Später mag dann die Bildung der größeren, mächtigeren Absätze mit der mehr und mehr erfolgenden Anreicherung stattgefunden haben. Der Quarz hielt sich rein von allen fremden Beimengungen, wie denn überhaupt jede in sich geschlossene chemische Verbindung bei der Kristallisation alle Unreinheiten abzustoßen sucht. Mit der erfolgten Anreicherung kamen dann auch die Eisenglimmerpartikel zum Absatz, während zwischen ihnen bzw. auf ihnen sich wieder Quarz aus den stets noch aufsteigenden Thermalwässern absetzen konnte. So erklären sich leicht die Quarzkeile im Eisenglimmer. Daß der feine kryptokristalline Roteisenstein vornehmlich in größeren Teufen sich findet, ist in der

schnelleren Absatzfähigkeit der feinen Mineralpartikelchen gegenüber den Blättchen des Eisenglimmers begründet.

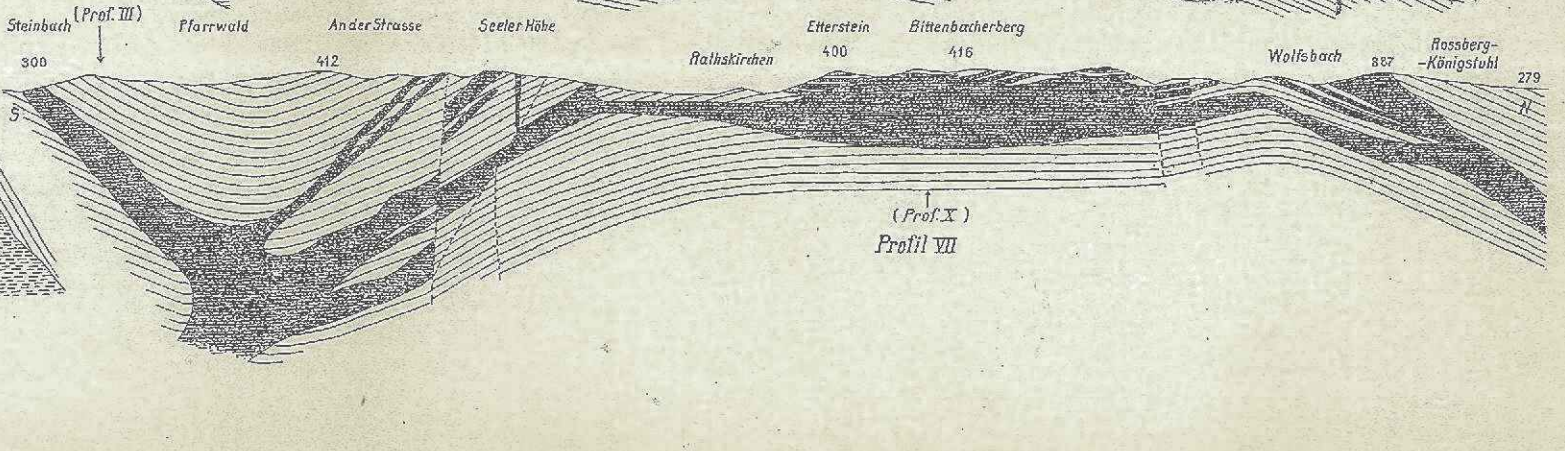
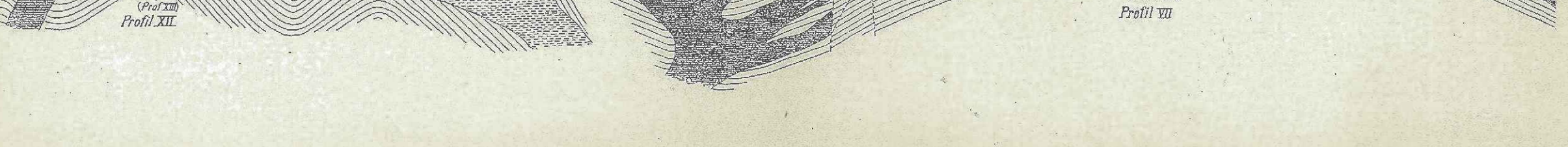
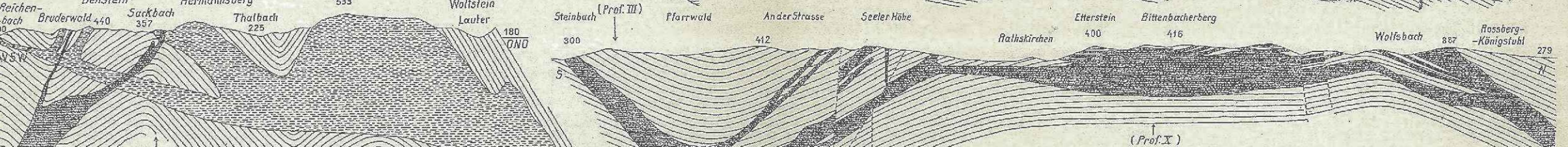
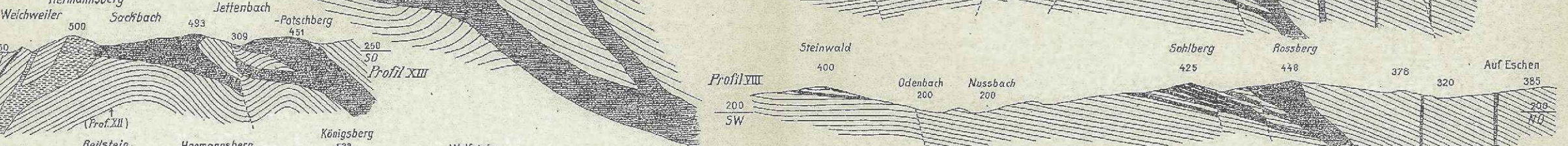
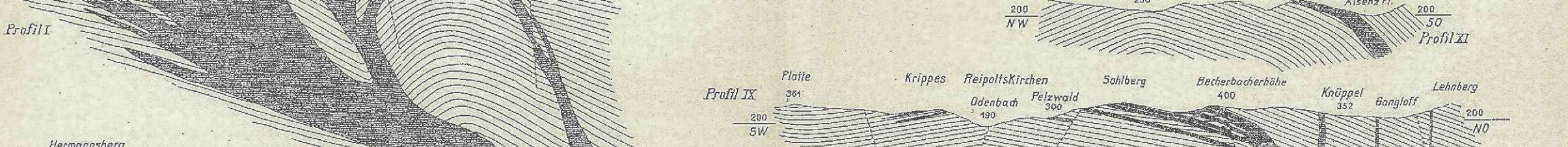
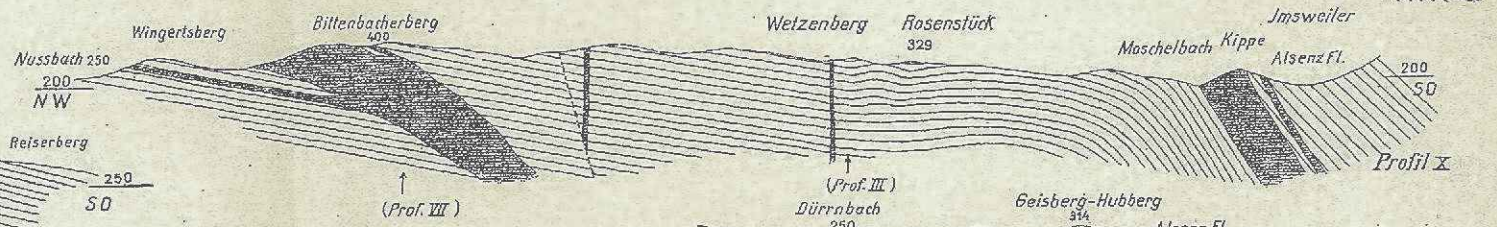
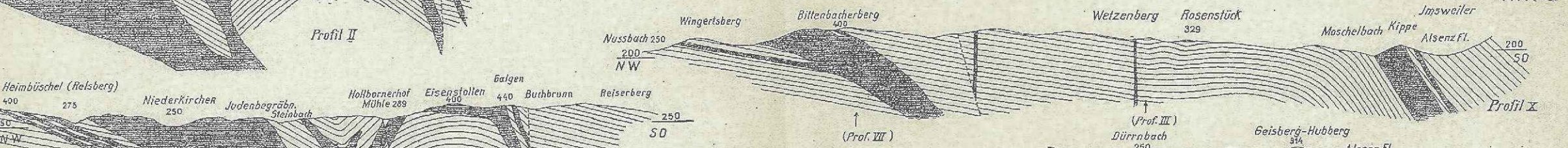
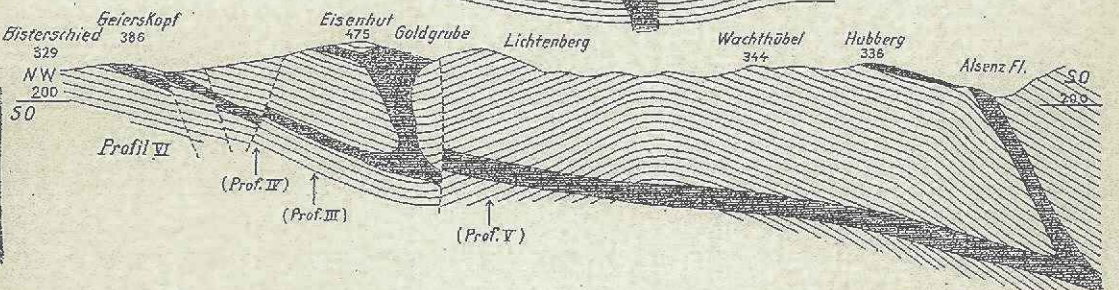
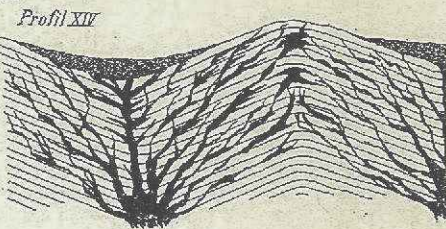
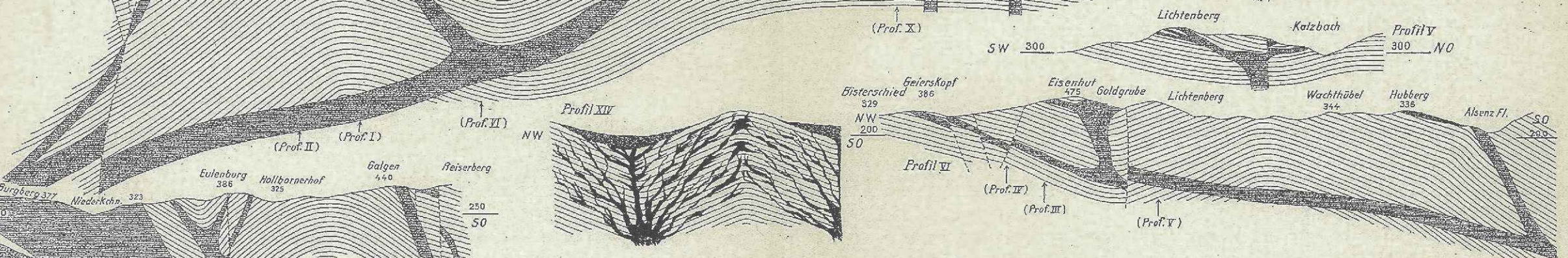
Bei der Ablagerung des Eisenglimmers in den kleineren Spalten bzw. den Haarspältchen gilt das oben Dargelegte mit der Modifikation, daß der abgeschiedene Eisenglimmer in den kapillaren Rissen direkt bei seiner Abscheidung hängen blieb und nur durch die gleichzeitig erfolgende Kristallisation des Quarzes in seiner Ablagerungsweise beeinflusst wurde.

Wo die Abkühlung der Lösungen und damit die Mineralbildung schneller vor sich ging, setzte sich der feine Roteisenstein ab, während da, wo sie sich langsamer vollzog, Kristallindividuen von Eisenglanz abgeschieden wurden. Der Bildungsvorgang ist als Pneumatolyse zu denken, etwa nach der Formel $\text{Fe}_2\text{Cl}_6 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{HCl}$. Die Eisenchloriddämpfe oder Dämpfe ähnlicher flüchtiger Eisenverbindungen sind in der Spalte aufgestiegen und haben beim Zusammentreffen mit Wasserdampf den Eisenglimmer gebildet. Der in den Thermalwässern mit vorkommende Schwefel in der Form von Schwefelwasserstoff, Sulfat oder Sulfid von Alkalien oder Erden hat dann die Bildung von Schwefelkies bedingt. Als Herd für die aufsteigenden Eisendämpfe muß der Proterobas angenommen werden. Denn der Ganggranit mußte zur Zeit der Bildung des Ganges schon erkaltet sein oder sich wenigstens in einem Temperaturzustand befunden haben, welcher einen deutlichen Thermalmetamorphismus an den Salbändern möglich machte und überhaupt Wasser in hauptsächlich flüssiger Form in der Spalte zirkulieren lassen konnte. Daß der Proterobas genügende Mengen von Eisen führt, habe ich schon oben erwähnt und auf seinen großen Reichtum an Pyrit hingewiesen. Bezeichnend ist auch, daß das Eisenglimmervorkommen sich in einer Zone beiderseits des Proterobases findet. Außerdem möchte ich auf FLURL a. a. O. hinweisen, wo der Altmeister angibt, daß der Proterobas (FLURL sagt: „Wacken“) vom Bärenschlag ebenfalls Adern von Eisenglimmer führt. *also jünger!*

Was die Erzführung der bis jetzt bekannten und aufgeschlossenen Eisenerz-lager bei Fichtelberg anbetrifft, kann nur gesagt werden, daß die Grube am Gleißingerfels ausgebaut ist. In den anderen alten Gruben ist aber noch Eisenglimmer vorhanden, dessen Menge sich allerdings mangels genügender Aufschlüsse nicht kontrollieren läßt. Aber ich möchte nur darauf hinweisen, daß nach der Angabe des k. b. Land- und Forstgeometers FR. CORB. MAYER vom Jahre 1808, auf welche ich in vorliegender Arbeit bereits verwies, sowohl im Wasserschacht als auch in der Ludersgrube namhafte Anbrüche von Eisenglimmer gefunden, jedoch wegen der nicht zu gewältigenden Wasser verlassen wurden. Es ist also der Bergbau um Fichtelberg noch nicht für immer begraben. Ob er freilich einmal wieder erstehen wird, um einen Hochofenbetrieb zu halten, muß vorerst noch dahingestellt bleiben



Profiltafel zur Übersichtskarte



Über eine coronate Qualle (*Ephyropsites jurassicus*) aus dem Kalkschiefer.

Von

Dr. Ludwig von Ammon.

(Mit Tafel III und 5 Figuren.)

Während früher Reste von fossilen Medusen aus dem Solnhofer Schiefer zu den größten Seltenheiten gehörten, sind in den letzten beiden Jahrzehnten durch die vermehrte Ausbeute der Steinbrüche bei Pfalzpaint, von welchem Platze weitaus die meisten, jedenfalls aber alle wichtigeren Stücke stammen, ziemlich viele und zum Teil sehr schön erhaltene Exemplare aufgefunden worden. Auffallenderweise fehlen bis jetzt noch sichere Vertreter aus der einen der beiden Hauptabteilungen der Quallen, aus der der craspedoten Medusen, während die andere Abteilung, die der acraspeden Medusen oder der Acalephen, reichlich Repräsentanten geliefert hat. Diese verteilen sich zwar auf einige Ordnungen, Familien und Gattungen; die Mehrzahl der Stücke aber, namentlich was die deutlicher erkennbaren Formen betrifft, konnte, wenigstens bis jetzt, fast nur auf einen Haupttypus, welcher der Rhizostomengruppe (Familie der Lithorhizostomidae) zugehörig ist, bezogen werden. Seit mehreren Jahren tauchen neben diesen Typen (Rhizostomites) noch die mit starker Fiedermuskulatur versehenen Formen von Myogramma auf. Vor kurzem gelang es dem gewiegten Medusenkenner Professor MAAS in München auch einen Vertreter der coronaten Medusen nachzuweisen. (14)¹⁾ Aus dieser Gruppe, den Coronaten,²⁾ möchte ich nun in vorliegender kleiner Arbeit dem fachwissenschaftlichen Publikum eine neue fossile Form vorführen.

Erster Abschnitt: Vorbereitender und ergänzender Teil.

Literatur.

Für nachstehende Arbeit wurden hauptsächlich folgende Schriften benützt. Das Verzeichnis soll übrigens keineswegs das für fossile Medusen überhaupt in Betracht kommende Literaturmaterial vorführen. Mehrere, namentlich ältere Abhandlungen

¹⁾ Die fettgedruckten Ziffern beziehen sich auf die in gleicher Weise bezeichneten Nummern des Literaturverzeichnisses. Die von MAAS aufgestellte Coronatengattung *Paraphyllites* erhärtet nach ihm (16, S. 196) die neuere, von VANHÖFFEN erstmals befürwortete systematische Anschauung, wonach die Cannostomen sich mit den Peromedusen zusammenschließen: *Paraphyllites* zeigt nach dem zuerst genannten Autor die sogen. Achtzähligkeit der kannostomen Discomedusen mit der Vierzähligkeit und anderen Merkmalen der Peromedusen vereinigt.

²⁾ *Coronata* VANHÖFFEN 1892 (5), sens. restr. MAAS 1897 (6, S. 63). Weiters siehe MAAS 1907, (16, S. 199).

wären in dieser Beziehung noch anzugeben. Hier werden vielmehr nur diejenigen Publikationen, hauptsächlich aus dem zoologischen Fache, benannt, auf die entweder in unserer textlichen Darstellung besonders hinzuweisen sich Gelegenheit fand oder die überhaupt näher durchzusehen geboten war.

- (1) 1879 E. HAECKEL, Das System der Medusen. Mit Atlas. Jena.
- (2) 1882 E. HAECKEL, Report on the Deep-sea Medusae, dredged by H. M. S. Challenger during the years 1873—76. The Voyage of H. M. S. Challenger. Report on the scientific Results of the Voy. of H. M. S. Chall., prep. by WYV. THOMPSON and J. MURRAY. Zoology, Vol. IV.
- (3) 1883 C. CLAUS, Untersuchungen über die Organisation und Entwicklung der Medusen. Prag und Leipzig.
- (4) 1883 L. VON AMMON, Über neue Exemplare von jurassischen Medusen. Abhandlungen der Kgl. Bayer. Akademie der Wissenschaften. II. Kl. XV. Bd. I. Abt. München.
- (5) 1892 E. VANHÖFFEN, Die Akalephen der Plankton-Expedition. Ergebnisse der in dem Atlantischen Ozean von Mitte Juli bis Anfang November 1889 ausgeführten Plankton-Expedition der Humboldt-Stiftung, herausgegeben von VICT. HENSEN, Bd. II, K. d., Kiel und Leipzig.
- (6) 1897 O. MAAS, Die Medusen. — Abteil. XXI von: Reports on an exploration off the west Coasts of Mexico, Central and South America, and off the Galapagos Islands, in charge of ALEX. AGASSIZ, by the U. S. Fish Commission Steamer „Albatroß“, during 1891. — Memoirs of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College Vol. XXIII, Nr. 1, Cambridge, U.S.A.
- (7) 1898 CH. D. WALCOTT, Fossil Medusae. Monographs of the United States Geological Survey. Vol. XXX, Washington.
- (8) 1902 O. MAAS, Über Medusen aus dem Solenhofer Schiefer und der unteren Kreide der Karpathen. Palaeontographica, Stuttgart, Bd. 48.
- (9) 1902 A. AGASSIZ and A. G. (GOLDSBOROUGH) MAYER, Reports etc. — III Medusae. Reports on the scientific results of the expedition to the Tropical Pacific by the U. S. Fish Commission Steamer „Albatroß“ from August 1899 to March 1900. — Memoirs of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College, Vol. XXVI, Nr. 3. Cambridge, U.S.A.
- (10) 1902 E. VANHÖFFEN, Die acraspeden Medusen der deutschen Tiefsee-Expedition 1898—99. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer Valdivia, herausgegeben von CHUN, 3. Band, 1. Lief., Jena.
- (11) 1903 O. MAAS, Die Scyphomedusen der Siboga-Expedition. Siboga-Expeditie. Monographie XI aus: Uitkomsten op zoologisch, botan., oceanograph. en geologisch gebied verzameld in Nederlandsch Oost-Indië 1899—1900 aan board H. M. Siboga uitgegev. door Dr. M. WEBER. Leiden.
- (12) 1904 O. MAAS, Méduses provenant des campagnes des yachts Hironnelle et Princesse-Alice (1886—1903). Résultats des campagnes scientifiques accomplies sur son yacht par ALBERT I Prince souverain de Monaco. Fascicule XXVIII, Monaco.
- (13) 1904 J. WALTHER, Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke. Bionomisch betrachtet. In: Festschrift zum 70. Geburtstag von E. HAECKEL.
- (14) 1906 O. MAAS, Über eine neue Medusengattung aus dem lithographischen Schiefer. Neues Jahrbuch für Mineralog., Geologie und Paläontologie, 1906, II. Band, 2. Heft, Stuttgart.
- (15) 1906 O. MAAS, Die arktischen Medusen. In: F. RÖMER und F. SCHAUDINN, Fauna Arctica. IV. Band, 3. Lieferung, Jena.
- (16) 1907 O. MAAS, Die Scyphomedusen. In SPENGLER: Ergebnisse und Fortschritte der Zoologie, I. Band, 1. Heft.

Fundort.

Die jüngst von MAAS beschriebene kleine Art, *Paraphyllites distinctus*, stammt, der Angabe nach, aus der Kelheimer Gegend. Wenige und undeutlich erhaltene Exemplare von Medusen kennt man von Eichstätt und Solnhofen. Alle übrigen Stücke, so auch das zu beschreibende, sind in den Steinbrüchen oberhalb Pfalzpaint oder in der Umgebung davon gefunden worden. Pfalzpaint liegt 14 km östlich von Eichstätt entfernt, im Altnühltal, an der Lokalbahn Eichstätt—Kinding; eine kurze Darstellung der geologischen Lage habe ich in meiner älteren Arbeit über jurassische Medusen (4, S. 107) gegeben. Die geologische Kartierung des Gebietes

von Pfalzpaint, die auf Grund meiner Beobachtungen und Aufnahmen erfolgte, ist auf dem Blatte Neumarkt (Nr. XIV) der Geognostischen Karte des Königreichs enthalten. Die Brüche befinden sich auf der Höhe südlich von Pfalzpaint. Nordwestlich vom Ort hat der Fluß (die Altmühl) im Haupttal die weiter östlich oder südwärts und westlich nicht mehr auftauchenden typischen Tenuilobatenschichten angenagt; es zieht sich sonach eine in hercynischer Richtung (Schambach, Rieshofen, Emsing, Morsbach, Thalmässing) laufende flache Sattellinie durch das Gebiet.

Den Dorfnamen schrieb ich früher Pfahlspeunt;¹⁾ dies mag sprachlich vielleicht richtiger sein: 3 1/2 km nördlich vom Ort, bei Pfahldorf, zieht sich der römische Grenzwall, der Pfahl (limes), durch das Gelände. Die amtliche Schreibweise ist jedoch Pfalzpaint, weshalb diese auch hier angenommen wurde.

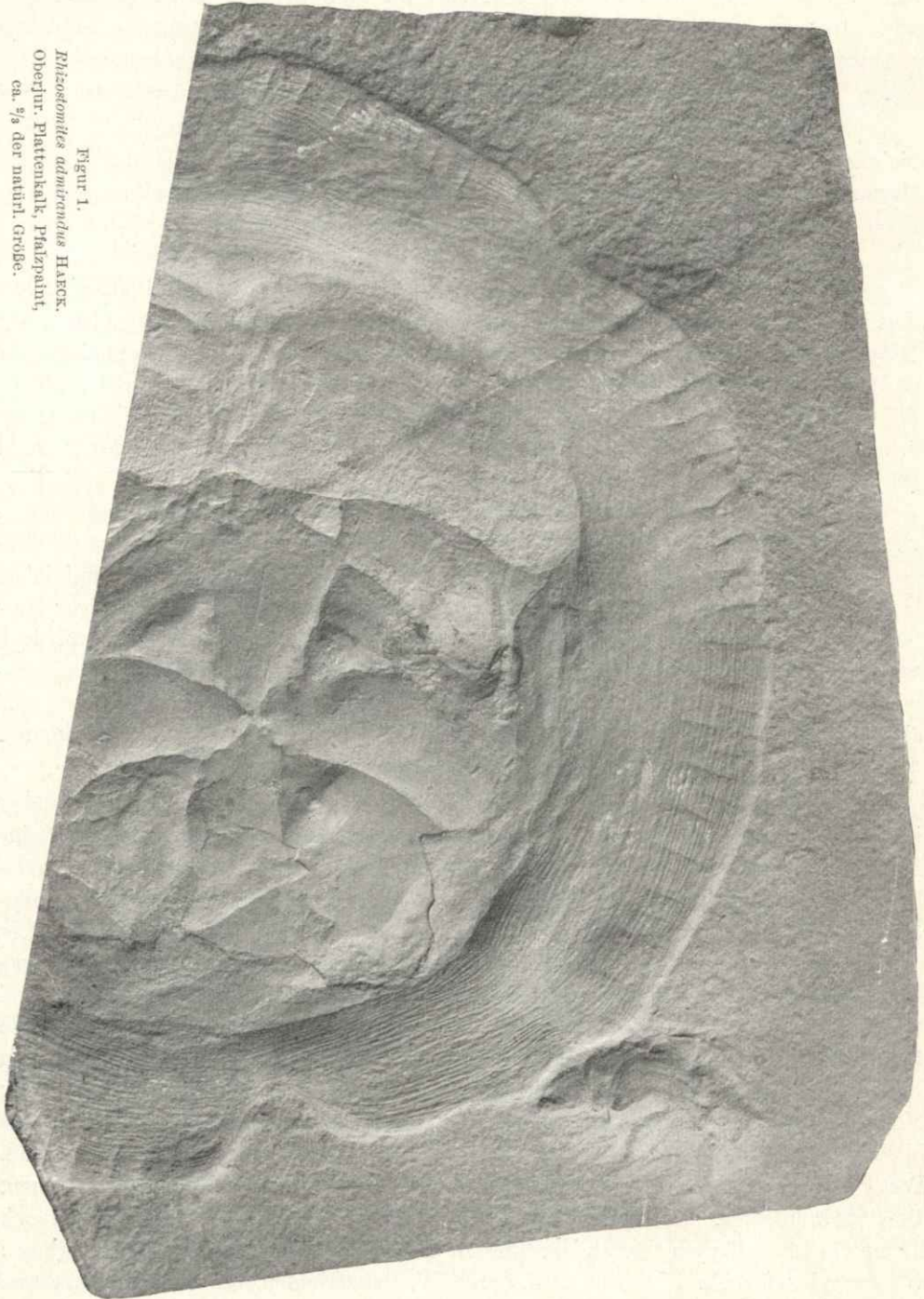
Bemerkenswerte Einzelheiten über die Meduseneinschlüsse hinsichtlich ihrer Verteilung auf besondere Lagen im Komplex der Plattenkalke bei Pfalzpaint teilt JOH. WALTHER in seiner Abhandlung mit, worauf hier verwiesen sein mag (13, S. 142, 164). Dasselbst (Seite 164) wird auch besprochen, wie sich im allgemeinen die Quallenversteinerungen gebildet haben mögen. Eingehend findet man das Thema über die Art der Versteinerung, d. h. das Zustandekommen der Fossilabdrücke erörtert in der Abhandlung von MAAS über die Medusen aus dem Solnhofer Schiefer (8, S. 313—317).

Später soll gezeigt werden, daß die neue Form mit gewissen Tiefseemedusen verwandtschaftliche Verhältnisse besitzt. In Übereinstimmung damit steht die Tatsache, daß manche lebende Tiefseekrebse sich mit Solnhofer Formen vergleichen lassen. Man könnte sonach versucht sein, tiefere Meeresregionen in einiger Entfernung von der damaligen Küstengegend oder vom Strandgebiet anzunehmen, doch möge berücksichtigt werden (worauf auch weiter unten bei Besprechung der Krustaceenreste, in der Anmerkung über die Eryoniden, hingewiesen werden wird), daß sich Formen, die früher in den oberen Regionen des Meeres heimisch waren, mit der Zeit in die tieferen Meeresräume zurückgezogen haben könnten.

Wie man sich die sogenannte Strandregion vorstellen kann, soll gleich näher in Erwägung gezogen werden. Von vornherein möchte man vermuten, daß eine Küste wohl nicht besonders weit weg gewesen sein konnte. Darauf deuten nämlich gewisse Einschlüsse im Plattenkalk hin. Die geschlossene Masse des vindelischen Kontinentes mag sich allerdings erst in beträchtlicher Entfernung (über 20 km) von der Region, die jetzt das Altmühltal einnimmt, erhoben haben. WALTHER weist auf die flache Bucht von Pfalzpaint (13, 142) hin und (143) gewann „bei Pfalzpaint die Ansicht, daß der fast trockene, mit klebrigem Schlamm bedeckte Boden eines horizontalen, zwischen Koralleninseln liegenden Strandgebietes bei starken Fluten vom nahen Meere aus überschwemmt wurde, daß hierbei wiederholt auch Medusenschwärme mitgeschleppt wurden, die auf dem schlammigen Grunde liegen blieben, während das Wasser sich rasch verlief“. Statt eines Küstenstriches am Festland wäre daher mit mehr Berechtigung eine lagunenartige Bildung anzunehmen. Dies ist wenigstens die Ansicht des ebengenannten Forschers (13, 211). Darnach hätten Lagunenflächen bestanden, die zu Zeiten nahezu trocken gelegen wären; vorübergehend seien Überflutungen durch Wasserschichten, die Kalkschlamm und Meerestiere enthielten, erfolgt, die Wassermassen müßten aber bald wieder abgelaufen sein. In seinem neuen Werk (Geschichte der Erde und des Lebens) spricht

¹⁾ Peunt (biwenda) bedeutet eingehegtes Grundstück, umzäuntes Wiesenland, Futterweide.

sich JOH. WALTHER in ähnlicher Weise aus. Er sagt hier (S. 403): „In dem Riffgebiet hatten sich kleine und große Lagunen gebildet, in denen, wie auf den Atollen der Gegenwart ein feiner Kalkschlamm zur Ablagerung kam. Wenn stürmische



Figur 1.
Misostomites admirandus HAACK.
Oberjur. Plattenkalk Pfalzpaint,
ca. $\frac{1}{3}$ der natürl. Größe.

Fluten durch den Riffrand brachen, dann trugen sie ganze Schwärme großer Medusen auf den weichen Schlamm, und es entstanden bei Pfalzpaint wunderbare Abgüsse ihrer vergänglichen Gallertscheiben.“

Eine gemischte Gesellschaft hat sich in den Plattenkalken am Pfalzpaintner Winkel zusammengefunden — gemischt wegen der offenbaren Verschiedenheit der Lebensbedingungen der einstigen Geschöpfe, die hier ihre Reste hinterlassen haben. Auf tieferes Wasser zeigt noch eine nicht dem Plankton, wie die Medusen, sondern dem Benthos zugehörige niedrige Coelenteratenform hin, nämlich der hexaktinellide Schwamm *Ammonella quadrata* WALTHER (13, S. 163, Fig. 13). Benthonisch sind weiters die Crinoideen aus der Millericrinusgruppe, von welchen Stücke aus Pfalzpaint bekannt wurden; sie dürften gleichfalls auf nicht zu seichtes Wasser hinweisen, mögen aber wie die Schwämme nahe am Riffrand gelebt haben. Seeigel, von welchen ich eine schöne neue Art, der Gattung *Pedina* angehörig, vor mir habe, kommen an diesem Fundplatz ab und zu vor, sie lassen wohl auch auf ein nicht zu fernes Ufer schließen. Planktonisch hinwiederum ist die kleine Crinoidee *Saccocoma*, die hier einmal in großen Schwärmen in die Lagunen hineingetrieben wurde. Sie tritt zahlreich auf den Schichtflächen einer einzigen Bank (8 m unter der hangendsten Schicht gelagert) auf, während die „knopffeten“ Lagen bei Eichstätt sehr häufig sind. Eine andere Bank (ca. 5 m vom oberen Rand des Bruches entfernt) zeichnet sich durch viele Einschlüsse einer kleinen Flügel- oder Stachelschnecke aus, der *Spinigera spinosa* MÜNST. sp. Ich führe sie unter dem gleichen Namen wie J. WALTHER (13, S. 169) auf; das im GOLDFUSS abgebildete Original dieser Spezies stammt aber offenbar aus tieferen Schichten des Weißjuras. Es wurde die Ansicht geäußert (l. c.), daß das Schneckenchen zum Plankton gehören könne und durch seine Stacheln am Tang verankert eine weite Verschleppung erlitten hätte. Das mag sein, doch finden wir diesen Gastropodentypus häufig in verschiedenen tonhaltigen Lagen des oberen Juras, im Ornatenton, in den tonigkalkigen Bimammatusbänken, so daß man die Stacheln vielleicht direkt als eine geeignete Ausrüstung für den tonigen Boden, in unserem Fall für den kalkigen Lagunenschlamm, betrachten darf. Als Vertreter der Cephalopodenklasse werden aus dem Pfalzpainter Schiefer nur kleine Oppelien angegeben. Von Krustaceen soll *Eryon* manchmal anzutreffen sein.¹⁾ *Limulus* (nur in den oberen Lagen, ca. 1 m unter der Decke des Bruches nachgewiesen) kommt selten, aber in schönen Exemplaren vor. Sein Vertreter von heutzutage bringt das Leben im Schlamm Boden nahe der Küste oder von Ästuarien dahin; das Tier wird sogar als amphibisch (13, S. 211) bezeichnet. Insekten fehlen, dagegen wurden vereinzelt Reste von Landpflanzen (zypressenartige Gewächse) entdeckt. Fische sind rar und meist stark beschädigt. Diese kurze biologische Skizze von der Pfalzpainter Ecke lehrt, daß wir noch vieles zu ergänzen haben, um zu einer einigermaßen übersichtlichen Beurteilung der Biofauna aus der jüngeren Jurazeit zu gelangen. Die Erörterung solcher Verhältnisse dient vor allem auch dazu, über die Bildung der Plattenkalke Aufschluß zu gewinnen.

Ergänzende Bemerkungen zu bereits bekannten Formen.

Beim Überblick über das vorhandene Material an fossilen Medusen kann ich nicht umhin, einige Ergänzungen zu bereits beschriebenen Formen zu geben.

¹⁾ „Die Eryoniden scheinen in der jurassischen Zeit Bewohner der oberflächlichen Schichten gewesen zu sein, wie dies aus dem Gesamtcharakter der Solnhofer Fauna hervorgeht. Späterhin sind sie in die Tiefsee eingewandert und gingen so vollkommen ihrer Augen verlustig, daß bei manchen Arten nicht einmal die großen Augenhöhlen am Panzer nachweisbar sind.“ (CHUX, Aus den Tiefen des Weltmeeres, 2. Auflage, S. 536.)

Über *Rhizostomites*. Die von mir seinerzeit beschriebenen Exemplare von *Rhizostomites*¹⁾ zeigen zufällig die Segmentierung am Schirmrand nicht recht deutlich. Ich möchte daher nachträglich ein schönes Exemplar, das diese Einkerbungen gut ausgebildet besitzt, zur Vorführung bringen (Fig. 1 auf S. 172, ca. zwei Drittel der natürlichen Größe). Die Einschnitte sind wohl schon von anderen Autoren beobachtet worden, doch gibt das neue Exemplar mehrere Ergänzungen. Vom Rande aus reichen jene bis auf eine Länge von 3 cm in den gefurchten Ring hinein. Man gewahrt längere und kürzere Eintiefungen. Die längeren Einfurchungen stehen in einer Entfernung von 1 cm voneinander, durch die dazwischen befindlichen kleineren Einschnitte wird der Rand in lappige Teile von $\frac{1}{2}$ cm Breite zerlegt. Der Durchmesser der ganzen Scheibe des Exemplars beläuft sich dabei auf 28 cm, der die Muskelstreifen tragende Ring ist 5 cm breit. Auf eine verhältnismäßig kurze Strecke hin (auf der linken Seite des Bildes bei der schwachen Einbuchtung) sieht man außen am gefurchten randlich eingeschnittenen oder gelappten Ring noch eine schmale Lappenzone ausgebildet; die Lappen haben dieselbe Breite wie die Segmente des Ringes, zwischen den Lappen glaubt man sogar kurze, nicht über die Lappen hinausreichende tentakelähnliche Anhangsbildungen wahrzunehmen. Von der Steinplatte heben sich die Segmente dieser äußeren Lappenzone ziemlich gut ab, es entspricht dieselbe den „Randlappen“ an dem von mir eingehend beschriebenen (4, tab. III, I und II) Exemplar von *Rhizostomites lithographicus*; der äußere Lappenkranz ist hier, am älteren Exemplar, gut sichtbar, während eine Segmentierung im gefurchten Teil gar nicht oder kaum bemerkbar ist. Man könnte sich vielleicht den äußeren schmalen Kranz als durch den Eindruck der zurückgezogenen lappigen Teile der Ringzone hervorgebracht erklären, doch fehlen für eine solche Annahme sichere Anhaltspunkte. — Das Stück ist auch dadurch bemerkenswert, daß sich eine styolithenartige Bildung quer durch die Platte zieht. Die Riefung der Styolithen verläuft dabei horizontal, ist also der Schichtfläche parallel gestellt. Die Figur (Fig. 1) zeigt diese Bildung am besten nahe der unteren rechten Ecke am Rande der Mundscheibe.

Über *Myogramma*. Einen ganz eigenartigen Medusentypus stellt das von MAAS (8, S. 298 bis 303) ausführlich beschriebene *Myogramma* dar. Diese Form ist, wie der genannte Autor schreibt, als eine Discomeduse anzusehen, die sehr primitive Charaktere mit sehr hoch spezialisierten vereinigt. Es scheint nur eine einzige Schicht zu sein, die in den Steinbrüchen bei Pfalzpaint die Exemplare von *Myogramma* in sich schließt, sie lagert in einer Tiefe von 6 m unter der Oberfläche. Die Scheiben erreichen eine beträchtliche Größe ($\frac{1}{2}$ m und darüber). In letzter Zeit wurden aufs neue einige Stücke der auffälligen Versteinerungen aufgefunden; sie geben mir Veranlassung zur nachstehenden kurzen Erwähnung. Eines der Stücke ist auf Seite 175 abgebildet; es bietet gerade nichts Neues, aber ich möchte die Figur wegen des Vergleichs mit dem anderen, gleich eingehender zu besprechenden Exemplar gerne vorführen. Höchst charakteristisch für *Myogramma* ist die in Fiederarkaden angeordnete Muskulatur. Eine ähnliche Ausbildung, wenn auch nicht mit vollständig gleicher Ornamentik, weist die recente *Cassiopea ornata* HAECKEL auf, weshalb versucht wurde, das Fossil mit der lebenden Art in eine Gruppe, die der *Arcadomyaria* in der Hauptabteilung der *Rhizostoma*, zu vereinigen (16, 201). Ich halte mich aber mehr an die Anschauung, die MAAS früher vertreten hat. Derselbe will (8, S. 318) *Myogramma* einstweilen überhaupt nicht enger einordnen und äußert sich, zunächst von den *Rhizostomites*-Formen ausgehend, über die Verwandtschaftsbeziehungen der fossilen Stücke folgendermassen (8, S. 317): „Sicher ist nur, daß die Unterbringung der fossilen Formen, speziell *Rhizostomites*, einige Schwierigkeiten macht, weil sie Charaktere mehrerer heutiger Familien in sich vereinigen.“²⁾ Dies gilt in erhöhtem Maß von der neugefundenen Form *Myogramma*, die sich auch in die bestehenden Ordnungen nicht leicht einfügt. Sie hat eine Schirmperipherie, die nur acht größere Einziehungen aufweist. Die Teilung in zahlreiche kleine Lappen dagegen, wie sie sonst den Discomedusen eigen sind, fehlt ihr. Man könnte sie in dieser Beziehung mit den primitiven *Ephyroniern* vergleichen, die auch nur die acht tiefeingeschnittenen Stammlappen besitzen. Die Form und Zahl der Anhangsbildungen, die am Schirmrand erkennbar sind und sich auch nicht als

¹⁾ Für *Rhizostomites* kommen außer den in der Liste (S. 170) unter (4, 7 und 8) bezeichneten Schriften hauptsächlich noch die beiden folgenden älteren Abhandlungen, die zu jenem Verzeichnis hier ergänzend angeführt werden sollen, in Betracht: E. HAECKEL, Üb. zwei neue foss. Medusen aus der Fam. der *Rhizostomiden*, Neues Jahrb. für Min., Geol. u. Pal. 1866 (mit 2 Tafeln) und AL. BRANDT, Üb. fossile Medusen; Mém. de l'Acad. Impér. des sciences de St. Pétersbourg; VII. sér., tome XVI, 1871 (mit 1 Tafel).

²⁾ Es ist daher angebracht, wie ich es getan habe, eine eigene Familie für die *Rhizostomites*-formen aufzustellen (*Lithorhizostomidae*), was auch von MAAS anerkannt worden ist.



Figur 2.

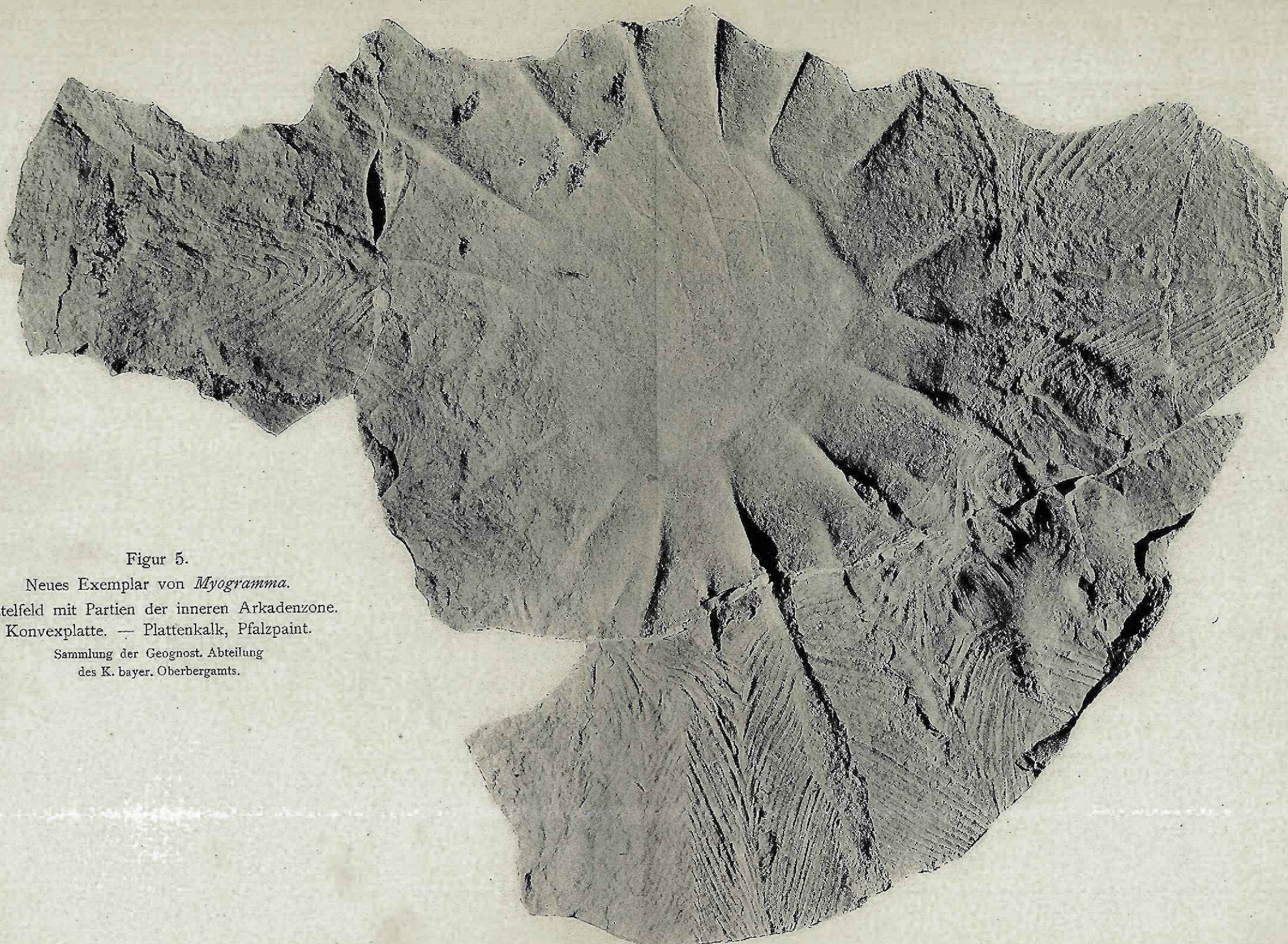
Myogramma speciosum MAAS. — Plattenkalk, Pfalzpoint. — Sammlg. d. Geogn. Abteil. d. Oberbergamts.
Mittelteil und Partien der inneren Fiederzone der Subumbrella. — Natürl. Größe.

Mundanhänge deuten lassen, bietet aber hierin Schwierigkeiten. Nur bei den festsitzenden Scyphostomen selbst (und in anderen Gruppen bei Cyaneen) kommt ein solches Gewirr dichtstehender Tentakel vor. Deren Form ist aber hier wieder ganz eigenartig und läßt sich keiner der rezenten anschließen. Das Mittelfeld ist noch schwerer für die Systematik zu verwerten. Die charakteristische Figur des Ordenskreuzes ist auch zwar hier vorhanden, jedoch weniger ausgeprägt, und wenn irgendwo, so ist es hier fraglich, ob damit die verwachsene Mundnaht der Rhizostomeen wiedergegeben ist, und nicht vielmehr Magenteile. Mundarme und Pfeiler sind nicht abgedrückt; die Zugehörigkeit zu dieser Gruppe ist also recht zweifelhaft; andererseits kommt aber eine solche Entwicklung der Subumbrellamuskulatur, wie sie *Myogramma* zeigt, heute nur bei einer Gruppe der Rhizostomeen vor.“ Diese Muskulatur muß sehr kräftig ausgebildet gewesen sein: an manchen Stücken sind die darauf zu deutenden Partien grob skulpturiert und die einzelnen Myolinien erscheinen als dicke Strähnen. An einer ca. $\frac{1}{2}$ m großen Scheibe sehe ich die Arkadenstreifen in einer Breite von 6 cm entwickelt; das Mittelfeld des gleichen Exemplares ist 10 cm, die Arkadenzone bis zur zirkulären Ringfurche 9 cm, die äußere Arkadenregion mit der Außenzone zusammen 11 cm breit.

Ein anderes Exemplar, gleichfalls von der Größe eines halben Meters, verdient besondere Beachtung. Es ist auf Seite 177 dreifach verkleinert wiedergegeben; die mittlere Partie davon bringt die Figur 5 in natürlicher Größe zur Darstellung. Wir haben hier offenbar eine Meduse vom *Myogramma*-gepräge vor uns, obwohl das Stück in manchen Punkten mehr zeigt, als die bis jetzt bekannten Stücke. Die Gleichheit mit dem ganzen Typus von *Myogramma* geht unzweideutig hervor einmal aus der allgemeinen Gestalt des Fossils, welche die Zerlegung in die nämlichen Teile oder Zonen wie bei *M. speciosum* gestattet, und weiters aus der übereinstimmenden Ornamentierung der Muskelstreifen.

Das Original von Figur 3 ist eine Konkavplatte; man gewinnt jedoch bei der Stellung, in der das Bild, in der üblichen Weise betrachtet, im Text sich befindet, vollständig den Eindruck einer Konvexplatte: es ist diese Beleuchtung deshalb gewählt worden, weil das Fossil als Konvexexemplar charakteristischer erscheint. Um die Ansicht zu erhalten, wie sie die Fossilplatte unmittelbar dem Auge bietet, muß man das Bild um 180° drehen, d. h. die Druckseite bei verkehrter Stellung der Lettern besehen. Auf der Konkavplatte erscheint die ringförmige Furche als scharfer Kamm. Die Breite der mit deutlichen Arkaden versehenen Region vom Mittelfeld bis zu der zirkulären Furche, die hauptsächlich eine deutliche Scheidung der Partien auf der Scheibenfläche bewirkt, beträgt 9 cm; außerhalb dieser Furche oder wellenartigen Linie, die übrigens in keiner regelmäßigen Kreislinie verläuft, setzen die Fiederarkaden, wenn auch nicht mehr in so scharfem Abdruck wie in der inneren Zone fort, ihre Region verläuft allmählich in den äußeren, gefurchten Ring, der an unserem Stück nicht gerade stark hervortritt; die Breite der äußeren Arkadenzone, die die schwächeren Fiederstreifen zeigt, samt der zirkulären Außenzone beträgt 10 cm. Am Außenrand befinden sich, wenn auch nur im unruhigen Abdruck erhalten, dieselben eigentümlichen tentakelartigen Gebilde, wie sie MAAS beschreibt. Sie sind am unteren Teile des Bildes, wo der Rand etwas eingezogen erscheint, zwar nicht sichtbar, wohl aber an einer Stelle an einer anderen Partie am Rande, die, da das Bild hier abgeschnitten ist, nicht mehr auf die Figur fällt. Im oberen Teil des Bildes erstreckt sich der Abdruck nicht einmal bis zur Zirkulärfurche¹⁾ hin; die beiden trapezförmigen breiten glatten Partien sind Unterbrechungen im Abdruck des Fossils. Das Hauptinteresse beansprucht das Mittelfeld, das sich am neuen Stück (Fig. 3 und 5) von ganz anderer Gestalt zeigt als bei den bisher bekannten Exemplaren (vgl. auch Fig. 2). Wir sehen am neuen Exemplar das Mittelfeld in seinem peripheren Abschnitt in 16 Felder geteilt. Sein zentraler Teil ist glatt und durch einen sehr schwachen Ringwall, der offenbar durch Verzerrung seine Kreislinie in ein unregelmäßiges Rechteck umgewandelt hat, von der geteilten Zone abgegrenzt. Die Teilabschnitte dieser äußeren Zone sind durch starke Radiärkämme geschieden. Man möchte fast vermuten, daß an einzelnen Stellen noch Anhangsgebilde an den Strängen saßen (an der Konkavplatte durch die stärker vertieften Punkte angedeutet). Außer den Hauptstreifen sind außen am Rande des Mittelfeldes auch andere radiäre Streifen, meist etwas verschoben, zu beobachten; sie tauchen erst kurz vor Beginn der Arkadenzone auf. Von den Hauptstreifen haben einige (siehe die obere Hälfte des Bildes, Figur 5) am glatten, zentralen Teile des Mittelfeldes in schwachen Linien eine Art Fortsetzung; dieser Erscheinung dürfte aber keine morphologische Eigenschaft zu Grunde liegen, sondern es werden wohl diese Eindrücke durch Veränderung in der Lage des Objektes zustande gekommen sein.

¹⁾ Das Stück der Figur 2 (S. 175) reicht in seiner oberen Spitze gerade bis zur Zirkulärfurche hin, auf dem Exemplar, das die Figur 3 wiedergibt, ist diese im unteren Teil des Bildes gut zu sehen.



Figur 5.

Neues Exemplar von *Myogramma*.

Mittelfeld mit Partien der inneren Arkadenzone.
Konvexplatte. — Plattenkalk, Pfalzpoint.

Sammlung der Geognost. Abteilung
des K. bayer. Oberbergamts.

Die Sechzehnteiligkeit am Mittelfelde in Verbindung mit einer glatten zentralen Partie und einem zirkulären Streifen erinnert in gewissem Grade an die Ausbildung bei unserem neuen, auf den folgenden Seiten zu beschreibenden Fossil. Sollte eine entsprechende Analogie wirklich vorliegen, so hätte man in diesem gewissermaßen die herausgerissene Mittelplatte einer solchen großen Form vor sich und die Deutung, die zu geben versucht werden wird, wäre verfehlt: aber man überzeugt



Figur 3.

Neues Exemplar von *Myogramma* (S. 176–178). — Plattenkalk, Pfalzpaint — 3fach verkleinert.

sich aus den Einzelheiten, die das Fossil der Tafel III aufweist, bald, daß nähere Beziehungen nicht bestehen können.

Die scharfen Radiärstreifen (Kämme) des Mittelfeldes setzen sich als breite flache Streifen in der Arkadenzone fort, ebenso strahlen radial verlaufende Erhöhungen von den kurzen Streifen

aus, die zwischen den Hauptkämmen stehen. Wir erhalten sonach im ganzen 32 Radiärstreifen, die in der Mitte der Arkaden und an ihren Rändern, an den Berührungslinien benachbarter Arkadenblätter ausgebildet sind. Diese radiären flachen Streifen der Arkadenregion haben nicht immer scharf umschriebene Konturen; es sehen die bandartigen Erhöhungen stellenweise aus, wie wenn in rinnenartige Vertiefungen weiche Schlamm-Masse eingedrungen sei, so daß längs der Erstreckung der Bandstreifen unregelmäßig verlaufende Ränder sich ergeben mußten (vgl. den breiten Streifen im unteren Teil des Bildes Figur 5, der sich als Fortsetzung des stark beschatteten Kammes ergibt). Die Stränge, die zur Bildung der flachen Radiärstreifen Veranlassung gaben, hatten wohl die Eigenschaft bei Veränderung der Lage am Medusenkörper sich leicht zu verschieben, so sieht man die flachen, Bänder sich mitten durch ein System der Arkadenstreifung mit gleichgerichteten Linien hindurchziehen, es könnte diese Ausbildung vielleicht auch so erklärt werden, daß man eine Kombination der sogen. Gegenstreifung mit der Hauptstreifung der Muskulatur annehme.

Auf den dicken Strähnen, die zu den Faserzügen der Arkaden gehören, sind häufig noch feine Linien mit parallelem Verlauf zu den Hauptfasern eingeschnitten. Außerdem ist noch eine Gegenstreifung bemerkbar. Diese, vom Erhaltungszustand abhängig, findet sich unregelmäßig verteilt da und dort vor. Die wie mit Nadeln fein eingeritzten Streifen durchsetzen quer das erste System der Fasern, so daß sich dadurch ganze Rauten von einigen Millimetern Länge herausschneiden. Am Bild tritt erklärlicherweise diese feine Streifung sehr zurück, doch läßt sie sich unschwer erkennen auf Partien in der Nähe der oberen rechten Ecke des Fossilstückes, weiter ist die Doppelstreifung angedeutet auf der schwach abgedrückten Arkadenhälfte, die sich unten am Bild neben den stärker anhebenden Faserstreifen befindet. Die Gegenstreifung fällt offenbar nicht mit der Radiärmuskulatur, die bei *Myogramma* auch schon nachgewiesen ist (8, S. 302) zusammen, da jene nicht so steil gestellte Linien zeigt. Die an einer Stelle auf der rechten Bildhälfte (nahe am Sprung, der den Stein quer durchzieht) scharf hervortretenden kurzen radiären Streifen haben keine organische Grundlage, sondern müssen als Druckstreifen betrachtet werden. Feine zirkuläre Züge der epithelialen Muskulatur finden sich am oralen Rande der Arkadenregion deutlich umschrieben vor.

Auf eine Deutung der einzelnen Teile — insofern diese nicht schon eine solche erfahren haben, was bei *Myogramma* bereits von anderer Seite geschah — soll hier nicht eingegangen werden. Es genügt mir, durch Vorführung des an der Versteinerung neu zu Beobachtenden die Aufmerksamkeit auf diese eigenartigen Gebilde aufs neue zu lenken. Voraussichtlich wird sich in den Steinbrüchen bei Pfalzpaint, wo ein stetiger Betrieb herrscht, mit der Zeit noch reichliches Material an Exemplaren für die Untersuchung bieten, weshalb ich die merkwürdige fossile Form den Medusenkennern angelegentlichst zum weiteren Studium empfehlen möchte.

Das zuletzt beschriebene Stück muß gewiß dem Genus *Myogramma* zugeteilt werden, ob auch eine Identität der Art nach besteht, ist noch nicht ganz erwiesen, meines Erachtens aber höchst wahrscheinlich. Die neue Form zeigt sich noch mehr spezialisiert als das *speciosum*, was freilich auf die besondere Weise der Konservierung bei der Einbettung in den Schlamm, überhaupt auf die Verschiedenartigkeit im Erhaltungszustand zurückgeführt werden kann: es dürfte sich vielleicht empfehlen, das Fossil zur Unterscheidung von den bereits bekannten Formen auch in einer besonderen, kurzen Bezeichnung getrennt zu halten, wofür ich die Benennung *Myogramma speciosissimum* vorzuschlagen mir erlaube.

Zweiter Abschnitt: Beschreibender Teil, *Ephyropsites jurassicus*.

Systematisches und allgemeine Orientierung.

Man wird wohl nicht zweifeln dürfen, daß die neue Art der Sippe der coronaten Medusen¹⁾ angehört: das geht aus dem Vorhandensein einer zirkulären Einsäumung (Ringfurche) hervor, die eine mittlere, glatte Partie der Oberseite von einer äußeren, in bestimmte einzelne Felder (nämlich 16) geteilten Partie scheidet. Die Ringfurche, die auf der Versteinerung mehr als schmaler, jedoch scharf ausgeprägter Wall erscheint, und die 16teilige periphere Partie (Pedalzone) der Exumbrella sind die sicheren Kennzeichen der Coronaten.¹⁾ In der Tat ergibt ein wenn

¹⁾ Die von den Zoologen jetzt unterschiedenen Ordnungen unter den *Scyphomedusen* oder *Acalephen* sind folgende: A. *Cubomedusae*, B. *Stauromedusae*, C. *Coronata* (= Peromedusen

auch nur oberflächlicher Vergleich unseres Fossils mit den Abbildungen von einigen Arten der Coronatengruppe eine unverkennbare Ähnlichkeit, so außer im Gesamtbau auch hinsichtlich der Verteilung der Radiärstreifen, insofern man hier von besonderen Einzelheiten absieht; es möge z. B. auf *Nausithoë rubra* VANHÖFFEN (10, Taf. 1, Fig. 4, 5) hingewiesen werden, bei *Periphylla hyacinthina* STEENSTRUP trifft man, wie einige neuere Darstellungen dieser Art dartun, (MAAS 12, Taf. V, Fig. 1), eine schärfere, radiäre Kanten zeigende Modellierung an, die, wenn auch von anderer Einzelausbildung und wenngleich kein unmittelbarer Vergleich wohl gestattet sein mag, doch Formenverwandtes erkennen läßt und mit der man unwillkürlich die scharfen Radiärlinien auf der vorliegenden Fossilplatte in Beziehung zu bringen versucht ist; freilich stößt, wie später ausgeführt werden wird, eine genaue Prüfung auf mannigfache Hindernisse.

Die Versteinerung läßt offenbar die Meduse von der Außenseite, von der Exumbrella aus, aufgedeckt erkennen.

Durch tiefe Einkerbungen am Schirmrande ist die ganze Scheibe nach der Peripherie zu in acht breite Teile geschieden, die wiederum in der Mitte je eine Einbuchtung besitzen. Es kommt somit deutlichst eine Anordnung nach acht Hauptradien zum Ausdruck. Diese Ausbildung gibt sich im großen und ganzen als ein einfacher Bau kund und wir finden sie deshalb vor allem bei den Ur- und Stammformen der Scheibenquallen ausgeprägt, insbesondere zeigen dieselbe Formierung die Larven der Scyphomedusen, die Ephyren, nach deren Typus auch noch einige recente reife Formen gebildet sind. So werden wir dadurch für die Bestimmung unseres Fossils auf die Familie der *Ephyridae* HAECKEL (1877) geführt. Diese Medusengruppe, welche *Palephyra*, *Zonephyra*, *Nausithoë* und einige andere recente Typen in sich schließt, hat nach neuerer systematischer Bezeichnung (5, S. 21) den Namen **Ephyropsidae** (mit den Familien der *Nausithoëidae* und *Linergidae*) erhalten: zu ihr wird man die neue Versteinerung zu stellen haben.

Die Ordnung der Coronata (akraspeden Medusen mit Ringfurche und Lappenkranz) wird jetzt in folgende Familien gebracht (VANHÖFFEN 10, S. 51, mit Berücksichtigung der von MAAS 1903 11, S. 6 u. 7 neuerdings aufgestellten Familie): a) *Periphyllidae* mit 4 Rhopalien, b) *Paraphyllinidae* mit 4 Rhopalien (perradial gelegen, während *Periphylla* interradianal stehend besitzt), c) *Atorellidae* mit 6 Rhopalien, d) *Ephyropsidae* mit 8 Rhopalien, mit den Unterfamilien der *Nausithoëidae* ohne Subumbrellarsäckchen mit einfachen Lappentaschen und der *Linergidae* mit Subumbrellarsäckchen und verästelten Lappentaschen, e) *Collaspidae* mit mehr als 8 Rhopalien und unregelmäßiger Metamerenzahl.

Eine der wichtigeren Gattungen unter den Ephyriden oder Ephyropsiden ist *Nausithoë* KÖLLIKER (1853), von welcher die bekannteste Art, *N. punctata* KÖLL., über alle Ozeane verbreitet ist. Mit diesem oder einem verwandten Genus dürfte wohl das Fossil nahe Beziehungen aufweisen. Die Gattungsdiagnose für *Nausithoë* lautet: Coronaten mit 8 Rhopalien, 8 Tentakeln, 8 voneinander gleich weit entfernten kreisrunden bis elliptischen Gonaden und mit einfachen unverästelten Lappentaschen ohne Subumbrellarsäckchen. Die zuletzt erwähnten Merkmale (Zahl und Stellung der Gonaden und Ausbildung der Lappentaschen) müssen bei der Bestimmung des Fossils, da sich davon auf der Steinplatte nichts erhalten zeigt, selbstverständlich

plus Cannostomen; oder *Periphylliden* plus *Ephyropsiden* MAAS 16, 193) und D. *Discophora* mit den beiden Unterordnungen der *Semaeostomata* und *Rhizostomata* (auch als *Semaeostomae* oder *Semaeostomiden*- und *Rhizostomae* [*Rhizostomidae*] bezeichnet).

unberücksichtigt bleiben. Was die Randkörper (Rhopalien) und die Tentakeln anlangt, so sind zwar diese Gebilde als solche an der Versteinerung auch nicht sichtbar, es sind aber meines Erachtens die Stellen, wo sie ihre Anheftung besitzen, genugsam gekennzeichnet. Von den tiefen Einbuchtungen aus, deren es acht an der Zahl sind, ziehen sich allem Anschein nach Tentakelfäden nach abwärts, die bei der Aufdeckung des Fossils von oben selbstverständlich nicht gesehen werden können. Daß jene Stellen (t, Tab. III) wirklich Tentakelansätzen entsprechen, scheint mir aus der Vergleichung mit lebenden Formen unzweideutig hervorzugehen.¹⁾ Die Punkte am Rande, die in der Mitte zwischen zwei Tentakelstellen liegen, sind ebenfalls besonders markiert: einmal durch eine kleine Einbuchtung, dann durch ein eigentümliches, nahe am Außenrand des Lappenkranzes vorhandenes, kurzes radiäres Streifenpaar. An den eingebuchteten Randstellen, die sich in der Mitte eines Lappenpaares befinden, saßen — so darf man nach der Anordnung bei gewissen lebenden Medusenformen annehmen — die Rhopalien oder Sinneskolben. Nach dieser Auffassung ist zugleich das Wesentliche über die Orientierung nach den Hauptrichtungen und damit die Bestimmung der morphologischen Verhältnisse im allgemeinen gegeben. Durch die Sinneskörper laufen, vom Mittelpunkt der Scheibe, vom Zentralmagen, ausstrahlend die acht Hauptrichtungen, die Linien I. und II. Ordnung, die Perradien und Interradien. Da die Mundöffnung nicht sichtbar ist, läßt sich das perradiale Kreuz nicht vom interradialen auseinanderhalten. Die Richtungen der zwei primären Kreuzachsen wurden auf der mit erläuternden Zeichen versehenen, kleineren Figur der Tafel III (Fig. 2) am Rande des Fossils mit schwarzen Strichen eingetragen. Die Adradien oder die Linien III. Ordnung (auf der Figur 2 durch weiße Linien bemerkbar gemacht) sind durch die Lage der Tentakel gekennzeichnet. Deutlichst eingeschrieben im Bildwerk unserer Versteinerung sind noch die Subradien oder Linien IV. Ordnung: sie treten als besonders scharfe Radiärstreifen in der Pedalzone auf, ihre Verlängerung fällt in die Mitte jedes Einzellappens des Randes; diese Streifen (s) verdienen in der Benennung besonders hervorgehoben zu werden; vielleicht empfiehlt es sich, wie weiter unten erwähnt werden soll, sie als Lappenspangen zu bezeichnen.

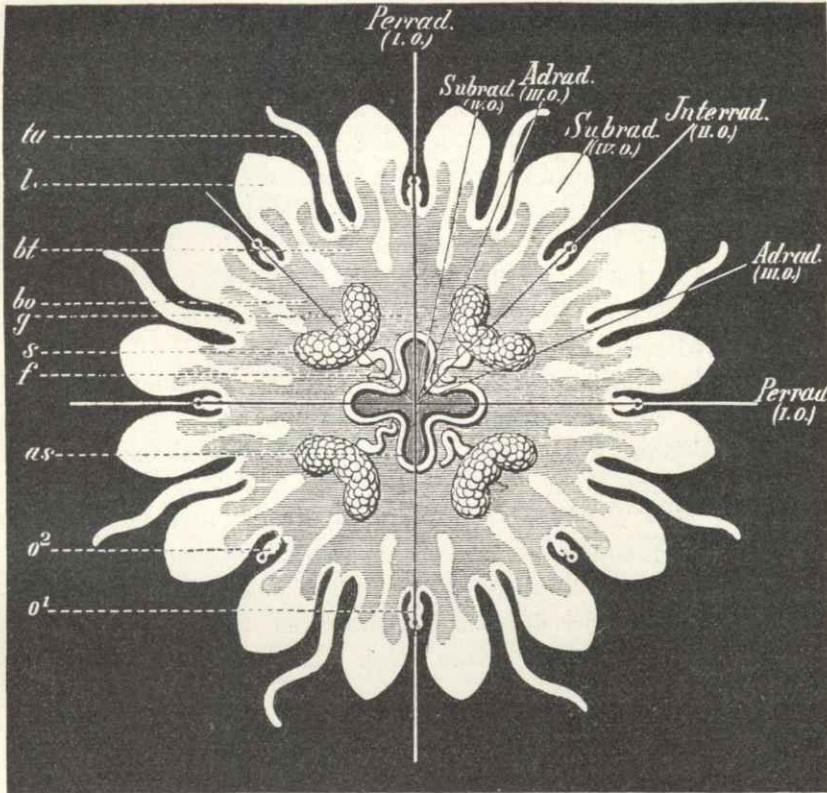
Zum besseren Verständnis des im voraus gegangenen Enthaltenen, namentlich für die in der Coelenteratenkunde weniger Unterrichteten, und zum Zwecke der Vergleichung sei hier die schematische Abbildung von *Zonephyra pelagica* HAECKEL beigezeichnet. Ich gestatte mir zugleich bei dieser Gelegenheit dem Wirkl. Geheimen Rat, Herrn Professor Dr. HAECKEL, welcher mir gütigst die Erlaubnis zur Reproduktion der Figur erteilte, meinen wärmsten Dank zum Ausdruck zu bringen.

*Nausithoë*²⁾ besitzt im Verhältnis zu der fossilen Form beträchtlich kleine Arten (der Scheibendurchmesser bei *N. punctata* beträgt 8—10 mm bei einer Schirmhöhe von 3—4 mm; *N. rubra* ist höchstens 15 mm breit; *Nauphanta Challengeri* 12 mm breit und 8 mm hoch). Schon aus diesem Grunde wird man die Juraart generisch nicht unmittelbar damit in Verbindung bringen können. Ausschlaggebend jedoch ist, daß die zur Gruppe der Nausithoiden gehörigen recenten Gattungen der Ephyropsiden, deren scharfe Abgrenzung untereinander auf manche Schwierigkeiten

¹⁾ Auf einer neu aufgefundenen Platte eines Medusenfossils, das zu der gleichen Gruppe wie die hier beschriebene Form gehören mag, glaubt man auch ungezwungen Eindrücke von Tentakelfäden, die vom Rande aus sich herabziehen, jedoch anscheinend gebündelt sind, zu erkennen.

²⁾ Mythologischer Name nach einer Tochter des Nereus und der Doris. — Ephyra war eine Tochter des Okeanos.

zu stoßen scheint (u. A. 11, S. 21, 23), hauptsächlich nach Form und Anordnung der Gonaden voneinander unterschieden werden, diese Organe aber am Fossil nicht zu beobachten sind: folglich muß ein generischer Sammelname für den fossilen Vertreter dieser Gruppe, wozu außer den genannten Genera noch *Zonephyra*, *Palephyra* etc. zu rechnen sind, aufgestellt werden. Wir wählen dafür die Bezeichnung **Ephyropsites**. Man weiß damit gleich, daß die Gattung zur heutigen Familie der *Ephyropsidae* gehört.



Figur 4.
Zonephyra pelagica E. HAECKEL.

(Kopie nach E. HAECKEL: Fig. Q in Rep. on the Deep-sea Med. dredg. b. H. M. S. Challenger, p. CIV.)

Ansicht der Unterseite des Schirmes. Das Bild zeigt vor allem die Lage der 2 primären Kreuzachsen, sowie die Richtung der 3 übrigen Axensysteme.

Das Mundkreuz (as) und die 4 perradialen Sinneskörper (o¹) liegen in den 4 Perradien (Radien I. Ordnung). Die Magenfäden (f), die Gonaden oder Geschlechtsdrüsen (s) und die 4 interradialen Sinneskörper (o²) liegen in den 4 Interradien (Radien II. Ordnung). Die 8 Tentakeln (ta) und die Tentakeltaschen (bt) liegen in den 8 Adradien (Radien III. Ordnung). Die 16 Randlappen (l) liegen in den 16 Subradien (Radien IV. Ordnung). 16 distal geteilte Gefäßtaschen, 8 Tentakeltaschen (bt) und 8 rhopalare oder Sinnes-Taschen (bo) strahlen von der Zentralhöhle, vom Magen (g) aus.

Die ebengenannte Familie schließt außer den Nausithoiden auch die Unterfamilie der Linergiden in sich. Mit den zuletzt genannten Medusenformen dürften sich vielleicht auch gewisse Vergleichspunkte, wie später erwähnt werden soll, ergeben. Manche Eigenschaften unseres Fossils scheinen eine nahe Verwandtschaft zu *Nauphanta* zu bekunden, welcher Medusentypus von manchen Zoologen (10, vergl. übrigens 6, S. 82 und 15, S. 504) direkt mit *Nausithoë* vereinigt wird. Eine generische Übereinstimmung der jurassischen Meduse mit dem genannten Typus ist allerdings nicht nachweisbar. Bei *Nauphanta* sind 16 tiefe und längere Exumbralfurchen vorhanden, welche die 16 Randlappen halbieren und dazwischen alternieren 16 seichte und

kurze Furchen. Dieselbe Anordnung von radialen Richtungen können wir an unserer Versteinerung auch beobachten, nur sehen wir hier erhöhte Streifen statt eingefurchter Linien. *Nauphanta Challengeri* HAECKEL ist eine Tiefseemeduse aus dem südatlantischen Ozean (8350 Fuß), eine andere Art *N. Albatrossi* MAAS (Durchmesser 66 mm) lebt im Golf von Panama. In *Nauphanta* sieht HAECKEL eine hochentwickelte Ephyridenform, die in vielen Beziehungen eigentümliche Strukturverhältnisse zeige, und betrachtet sie als eine sehr alte Zwischenform gewisser Gruppen, vergl. hiezu auch die Bemerkungen von MAAS (6, S. 82); jedenfalls leiten die als *Nauphanta* bezeichneten Formen unter den Nausithoiden zu den Gattungen *Periphylla* und *Atolla* hinüber, mit welchen Genera unsere Form auch in gewisser Beziehung steht trotz der abweichenden Tentakelzahl. Endlich glaubt man sogar bei ihr Anknüpfungspunkte an die Linergiden zu finden. An den breiten flachen Lappen des Fossils gewahrt man ganz schwach angedeutete, eigenartige, unregelmäßig verästelt verlaufende Furchen oder Linien. Die Eindrücke sind allerdings zu undeutlich, um irgendwie Bestimmtes sagen zu können: ein direkter Vergleich mit den blind verästelten, jedoch auf der Unterseite der Lappen vorhandenen Lappenkanälen der letzterwähnten Medusenfamilie wäre deshalb zu gewagt. Gleichwohl darf darauf hingewiesen werden.

Nach dem Vorgebrachten wird wohl der Schluß gerechtfertigt sein, daß die neue Medusenform eine Art Sammeltypus darstellt und zugleich neben einer gewissen Spezialisierung, worauf die Muskulatur der Subumbrella (S. 185) deutet, vorwaltend als eine alte Form von einfacherem Bau sich erweist. Im Anschluß daran möge auf eine Äußerung von MAAS (8, S. 318, Schlußsatz) hingewiesen werden: es ist von Interesse zu vernehmen, was der genannte Autor auf Grund seiner eingehenden Studien hinsichtlich der übrigen jurassischen Medusen bemerkt. Nach ihm zeigen diese außer deutlichen Charakteren, die sich hoch entwickelten Discomedusengruppen zurechnen lassen, auch Hinneigung zu primitiven Formen, ganz speziell der Atolla-Gruppe, die heutzutage nur in der Tiefsee gefunden werden. Die häufigsten Medusen im Juraschiefer sind Exemplare von *Rhizostomites*. Die Unterbringung dieser Formen, so äußert sich MAAS, macht Schwierigkeiten, weil sie Charaktere mehrerer heutiger Familien vereinigen; in erhöhtem Maße gelte dies von *Myogramma* (s. oben S. 174), welches Genus sich auch in die bestehenden Ordnungen nicht leicht einfüge.

Die heutigen Rhizostomen, das darf vielleicht nebenbei erwähnt werden, sind auf die wärmeren Meere beschränkt (15, S. 508).

Die Vergleichung unserer neuen Juraform mit verwandten rezenten Typen läßt sogar, wenn zunächst nichts weiteres berücksichtigt wird, die Vermutung nicht ganz ungerechtfertigt erscheinen, daß wir eine Form, die auf tiefere Regionen des Ozeans deutet, vor uns haben. Diese Annahme stimmt allerdings nicht mit der Anschauung überein, die oben (S. 171) für die Erklärung des Zustandekommens der Medusenversteinerungen entwickelt wurde, denn starker Wogenschlag oder Flutungen, die die Tiere aus dem Meer auf den Schlamm der Lagunenbetten warfen, konnten tiefere Teile des Ozeans nicht erreichen. Man kann sich aber andererseits unschwer vorstellen, daß manche Bewohner der oberen Wasserschichten sich späterhin im langen Laufe der Zeitperioden in die tieferen Regionen des Weltmeeres zurückgezogen haben. Übrigens gibt jene Erklärung über die mögliche Entstehung der Abdrücke nur die jetzt herrschende Ansicht wieder; welche Verhältnisse wirklich bestanden haben, ist uns noch nicht sicher erschlossen.

Beschreibung.

Auf eine ganz eingehende Beschreibung des Stückes kann füglich verzichtet werden, da die Abbildung (Tafel III) alles zeigt, was vorhanden ist. Das Wichtige wurde ohnedem schon gesagt: so soll in folgendem nur eine kurze Skizzierung mit den ergänzenden Anführungen der Maße gegeben werden.

Die Qualle besitzt einen Durchmesser von ca. 15 cm; der mittlere Teil der Exumbrella, der von der Kranzfurche eingefast ist, hat 6 cm im Durchmesser. Die Entfernung der Koronarfurche vom äußersten Lappenrand beträgt 5 cm. Die Tentakeln stehen in einer Entfernung von 4 cm voneinander; so breit ist sonach ein ganzer in seiner Mitte am Rande den Sinneskörper tragender Hauptlappen; der zwischen einem Tentakel und einem Sinnesorgan befindliche Lappenteil zeigt eine Breite von 2 cm. Die Radiärstreifen, welche die Pedalzone durchziehen, heben sich in ziemlich scharfer Weise von der Fläche ab. Die kräftigsten davon, die Hauptradiärstreifen, besitzen eine subradiale Lage; die Breite eines Paares dieser Hauptstreifen, das in der Mitte einen rhopalar gerichteten Streifen aufweist, beträgt 1½ cm. Die Bezeichnung Radial- oder Radiärstreifen ist neutral gehalten, dürfte daher eine Beanstandung nicht zu gewärtigen haben. Hinsichtlich der Deutung dieser Streifen liegt jedoch die Sache nicht so einfach. Bei ihrem Anblick drängt sich unwillkürlich die Vermutung auf, sie mit Radiärgefäßen in Verbindung zu bringen; doch sollen die Schwierigkeiten, die sich dabei ergeben, nicht verkannt werden. Die Streifen, die in der Verlängerung der Sinneskörper liegen, darf man wohl mit Rhopalarakanälen in Vergleichung ziehen, in analoger Weise würden auch die in der Richtung der Tentakeln stehenden ebenfalls als Radiärgefäßstreifen aufzufassen sein. Bei der rezenten *Periphylla* sind am Außenschirm in der Pedalzone, und zwar vorzugsweise im proximalen Teile derselben, kantige Streifen in rhopalarer und tentakularer Richtung angebracht. Es liegt nahe, auch diese Ähnlichkeit, die sich jedoch nicht auf die Zahlenverhältnisse erstreckt, ins Auge zu fassen. Ob nun Radiärkanäle vorliegen oder Oberflächenskulptur anzunehmen wäre, bedarf erst noch der weiteren Entscheidung: jedenfalls ist man im gegebenen Falle berechtigt, von tentakularen und rhopalaren Radiärstreifen zu sprechen.

Von den radiären Streifen nehmen die kräftigsten, die 16 Hauptstreifen (s), die in subradialer Richtung ausstrahlen, nahe an der Kranzfurche ihren Anfang; die tentakular laufenden Radiärstreifen heben ein wenig weiter nach auswärts an und die rhopalaren treten erst in einer Entfernung von 1 cm vom Ringwall deutlicher auf.

Die in rhopalarer Richtung laufenden Leisten verlieren sich in einer Entfernung von 30—33 mm von der Kranzfurche aus und in geringer Entfernung vor ihrem scheinbaren Abbruch treten randwärts zwei kleine (nur 3—4 mm lange), nebeneinander stehende Radiärstreifen auf, von deren proximalem Ende aus konzentrische Streifen mit nicht lang anhaltendem Verlauf abgehen. Die kleinen Radiärstreifen, zu je einem kurzen Paare vereinigt, bilden mit den konzentrisch gerichteten Streifen oder den Querstreifen (q) scharf modellierte rechte Winkel (siehe rechte Hälfte des Bildes). Diese Querstreifen erreichen an manchen Stellen knapp die scharfen subradialen Radiärstreifen, über den größeren Teil der Fossilplatte weg sind sie dagegen schwach ausgeprägt oder für das Auge ganz verschwunden; gewiß waren aber solche konzentrisch angeordnete Stränge oder Kanäle an allen Hauptlappen vorhanden. Die Querstreifen sind da unterbrochen, wo die rhopalar gerichteten Leisten sie schneiden sollten; diese verschwinden scheinbar in geringer Entfernung vor den kurzen Radiärpaaren: bei genauerer Betrachtung gewahrt man

jedoch in der Mitte der kleinen Radiärstreifenpaare eine als schwachen Streifen ausgebildete Linie, die aller Wahrscheinlichkeit nach dem radiären Rhopalarkanal entspricht. Da die Linie die Verlängerung darstellt von der weiter einwärts in der Zone als stärkerer Radiärstreifen ausgebildeten rhopalar laufenden Leiste, so wird man geradezu gedrängt, auch diese mit den Rhopalarkanälen selbst zu vergleichen.

Die ganze Anordnung der Streifen erinnert etwas an die Einrichtung der Kanäle, wie sie an der Subumbrella bei *Atolla* unter der Muskeldecke sich befinden (vgl. die Abbildung bei MAAS in seiner Medusenarbeit, die sich auf die Forschungsreisen zur See des FÜRSTEN VON MONACO bezieht, 12, Tab. IV, Fig. 33 u. 34). Im speziellen ist aber die Ausbildung an unserer Form anders, da ihr die scharf gezeichneten, vielleicht auch zum Kanalsystem gehörigen kurzen Radiärstreifenpaare zukommen. Dieselben bilden mit den seitlichen Querstreifen zusammen ein prägnantes, leicht kenntliches Merkmal, von dem ein deckendes Analogon bei einer rezenten Medusenform zu fehlen scheint.

Ich habe seinerzeit in meiner Medusenarbeit (4, S. 138, 139, 162) gewisse Stellen an den Fossilplatten von *Rhizostomites* als Reste von Kanälen erklärt. Ich folgte dabei nur der Autorität HAECKELS. MAAS hat späterhin (8, S. 309) die von HAECKEL und von mir beschriebenen Radiärkanäle nicht anerkannt und sagt: „Radiärkanäle, die den Schirm dieser Acraspeden im Leben durchziehen, sind nur wegsam gebliebene, flache Lücken zwischen Verlötungsstellen von Boden- und Deckenentoderm; es ist daher ganz unerfindlich, wie solche, zudem oben und unten an Gallerte stoßend, einen Abdruck hätten hinterlassen können.“ Gerade der Umstand, daß die Kanäle wegsam gebliebene Partien im Medusenkörper sind, genügt mir zur Rechtfertigung der Annahme, daß unter gewissen günstigen Bedingungen Spuren jener kanalförmigen Räume bewahrt werden und irgendwelche Abformungen davon beim Fossilisationsprozeß sich erhalten konnten. Die Änderung in der Beschaffenheit der Substanz innerhalb des Medusenleibes, der doch lebend vom Meer in den Schlamm des Strandes geworfen wurde, kann, wie man sich unschwer vorzustellen vermag, leicht eine besondere Verteilung von Wasser und von Schlamm bewirken, was auf das Relief der zu Stein werdenden Masse mehr oder minder einen Einfluß haben mußte. Professor MAAS hat übrigens selbst, wenige Zeilen nach der oben zitierten Bemerkung, darauf hingewiesen, daß sich unter Umständen Radiärkanäle vielleicht doch erhalten könnten. Mir kommt es so vor, wie wenn im vorliegenden Falle gewisse Teile des entodermalen Systems, soweit dieselben auswärts von der Kranzfurche liegen, vielleicht durch Schwellung mit Wasser oder mit feinem Kalkbrei in der Abformung uns überkommen seien. Ich spreche das übrigens nur als mögliche Vermutung aus, ohne mich bestimmter über den Gegenstand äußern zu wollen.

Bei *Nauphanta* sehen wir am Außenschirm in der Pedalzone 16 kräftige Streifen in subradialer Richtung sich herabziehen (HAECKEL 2, tab. 28, Fig. 13), in rhopalarer Richtung (2, tab. 27, Fig. 1) sind kürzere vorhanden. Diese Anordnung entspräche im allgemeinen der an unserem Fossil zu beobachtenden: nur sind hier die Streifen erhöht statt, wie dort, vertieft. Man müßte also, um ein deckendes Analogon zu haben, bei der Versteinerung an ein Negativ, einen Gegenabdruck des Außenschirms, denken, was wir aus anderen Gründen nicht wohl annehmen können. Zudem fehlen bei *Nauphanta* die in tentakularer Richtung laufenden Streifen.

Die in subradialer Richtung von der Kranzfurche, ausstrahlenden Streifen, die Hauptradiärstreifen oder -Leisten der Fossilscheibe, sind, wie schon be-

merkt die schärfsten und längsten der Radiärlinien (\ominus). Die Bezeichnung ist nach der direkten Beobachtung entnommen und darf selbstverständlich nicht mit dem allgemeinen Begriff der Hauptradiärlinien des Medusenkörpers, die immer in den Per-radialen und Interradialen liegen, verwechselt werden. Es wird sich daher empfehlen, noch eine andere Benennung für jene in den Radialen der vierten Ordnung gelegenen Streifen zu wählen, und ich möchte glauben, daß es nicht ganz verfehlt sein dürfte, dafür die Bezeichnung Lappenspangen in Anwendung zu bringen. Die Lappenspangen (*loborum cathammata*) nehmen bei rezenten Medusen eine mit unseren Hauptleisten korrespondierende Stellung ein und nach dem ganzen Aufbau der fossilen Form war eine solche Einrichtung höchst wahrscheinlich vorhanden. Bei manchen lebenden Arten treten sie als erhabene Teile auch am Außenschirm auf, wenn ich anders die Beschreibungen recht verstehe. Wie allerdings diese Gebilde, wenn sie nicht zum Relief des Außenschirms gehören, zum versteinerten Ausdruck kommen können, ist mir selbst ein Rätsel: man müßte denn annehmen, daß die Gallertverdickungen den Kalkschlamm in vermehrter Weise binden. Die Vorstellung eines Abdruckes von unten, wie er beispielsweise nach dem Bilde, das die Subumbrella von *Nauphanta* zeigt (2, tab. 28, fig. 12) erklärbar wäre, wonach die Richtungslinien der Lappenspangen als erhöhte Streifen erscheinen müssen, läßt sich, abgesehen von anderen Punkten, wegen des Mangels eines deutlichen Abdruckes der Muskulatur nicht halten.

Wollte man für die Deutung der Streifen eine andere Auffassung wählen und dabei größeren Anschluß an *Atolla* suchen, so ließe sich vielleicht die Meinung äußern, daß die Hauptleisten den seitlich vom „canal rhopalaire“ stehenden Streifen, die bei *Atolla* (12, tab. IV, Fig. 33 u. 34) von größerer Breite wie der von ihnen eingeschlossene direkt rhopalar laufende Radiärkanal sind, entsprechen; die stärksten Streifen unserer Form liegen gleichfalls in der Mitte jedes Teillappens. Diese Analogie mag zufällig sein, doch darf darauf wohl hingewiesen werden; bestimmter für eine nähere Vergleichung nach dieser Seite hin möchte ich mich nicht aussprechen.

Die Stränge oder Radiärzüge, die an der Versteinerung das Zustandekommen der Hauptstreifen bedingten, bestanden offenbar aus Gebilden, die leicht verschiebbar sein mußten. Durch eine solche Verrückung hat sich, wie dies in der distalen Hälfte eines Streifens auf der rechten Bildseite (neben den Querstreifen) sichtbar ist, die Streifenlinie doppelt abgedrückt, an einer anderen Stelle (am Bilde rechts unten befindlich) zeigt ein Hauptradiärstreifen eine stark bogige Ausbuchtung, während sein normaler gerader Verlauf, den die Radiärlinie vor der Ausbiegung eingenommen hat, durch einen schwachen Strich (auf dem Bilde ist diese Linie fast gar nicht zum Ausdruck gelangt) angedeutet ist.

An einigen Stellen des Fossils sieht man eigenartige, parallele, dicht aneinander stehende, ziemlich scharf gezeichnete Streifen, die aber nur kleine Partien einnehmen. Es müssen solche Stellen sein, an welchen die Gallertmasse der Exumbrella sich etwas verschoben hat oder auf irgend welche Weise abgedeckt wurde. Diese Partien (*m*) befinden sich da, wo der Lappenrand etwas zurückweicht, seitlich von den Stellen, an welchen nach unten die Tentakeln abgehen. Vielleicht sind die Partien oder Teile derselben auch dadurch zustande gekommen, daß sich die Unterseite der jetzt noch erhaltenen Lappenteile am kalkigen Schlamm einfach abgedrückt hat. Jedenfalls liegen hier Reste des Radiärmuskels der Schirmunterseite vor (vgl. die Abbildung eines Stückes der Subumbrella von *Nausithö punctata* bei CLAUS 3, tab. VII, Fig. 49).

Die Deutung solcher Teile wie der oben bezeichneten Radiärstreifen würde natürlich erleichtert sein, wenn man darüber, wie der Fossilisationsprozeß der jurassischen Medusen vor sich gegangen ist, eine einigermaßen richtige Vorstellung besäße. Eine völlig zutreffende Erklärung über die Art der Versteinerung scheint aber trotz der höchst aner kennenswerten Versuche, die dieses Thema in Erörterung zogen, bis jetzt noch nicht gegeben zu sein. Um einfache Abdrücke oder Gegenabdrücke handelt es sich wohl nicht; es wird auch eine Art Selbstversteinerung mit Platz gegriffen haben; wie weit dies der Fall war, kann nicht gesagt werden. Zur Lösung solch schwieriger Probleme könnte freilich ein Stück wie das vorliegende, wegen mancher scharf ausgeprägter Einzelheiten von großem Nutzen sein — wenn man nämlich genau entsprechende rezente Formen kennen würde. Diese liegen aber nicht vor, doch darf man vielleicht erwarten, daß durch weiteres Fortschreiten der Meeresforschungen solche Typen aufgefunden werden könnten.

Der Paläontologe gibt jetzt das Tatsächliche am Relief seiner Versteinerung, möge es dem Zoologen später glücklich gelingen, an der Hand von neuem rezenten Material die richtige systematische Auffassung und Einordnung zu bewirken!

Diagnose.

Große, schöne Form aus der Ephyridengruppe. Scheibendurchmesser 15 cm. Kranzfurche. 16teilige 4 cm breite Pedalzone. 8 Tentakeln und 8 Rhopalien in der Anordnung der einfach gebauten Ephyriden. Breite der Hauptlappen 4 cm. Auf der Pedalzone ein radiäres Streifensystem: 8 tentakular, 8 rhopalar gestellte Streifen oder Leisten, 16 subradiale Hauptleisten (Lappenspangen); nahe am Rande oberhalb der Rhopalien ein kleines radiäres Streifenpaar mit kurzen, in der Rhopalarichtung unterbrochenen Querstreifen. — Subumbrellarer Radiärmuskel. — Oberjurassischer Plattenkalk von Pfalzpaint.

Erklärung der Tafel.

(Tafel III.)

Ephyropsites jurassicus nov. gen. nov. spec. Plattenkalk, Pfalzpaint.

Figur 1. Das Fossil in natürlicher Größe.

Figur 2. Dasselbe verkleinert und mit erläuternden Zeichen versehen.

Die schwarzen Striche auf der Steinplatte, außen am Fossil, deuten die Richtungen der Perradien und Interradien (Radien I. und II. Ordnung) an; in diesen Richtungen liegen am Rande der Medusenscheibe, in schwachen Einbuchtungen der breiten Hauptlappen, die Sinneskörper oder Rhopalien, von denen nur an Einer Stelle das Zeichen dafür (*o*) eingesetzt ist. In der Verlängerung jener schwarzen Striche einwärts liegen die rhopalaren oder die perradialen und interradialen Radiärstreifen.

Die weißen Striche liegen in der Richtung der Adradien (Radien III. Ordnung); in denselben Richtungslinien befinden sich die tentakularen Radialstreifen.

t Stellen der Tentakelansätze; die Tentakeln sind senkrecht nach abwärts laufend, in den Stein hinein sich ziehend, gedacht.

o Hauptradiärstreifen, subradial, in den Radien IV. Ordnung gelegen, sogen. Lappenspangen.

l Randlappen; *m* Eindrücke von Partien des subumbrellaren Radiärmuskels.

q Querstreifen mit kurzem Radiärstreifenpaar.

Die scharfe Kreislinie, die die geteilte periphere Zone (Pedalzone) von der mittleren, glatten Partie scheidet, entspricht der Kranz- oder Coronarfurche.

Über ein Vorkommen von Jugendformen des *Ceratites compressus* (Sandb.) E. Phil. bei Würzburg.

Von

Hermann Fischer,

Würzburg.

Schon vor Jahren fiel mir das nicht seltene Vorkommen von binodosen Ceratiten in Schichten des mittleren Hauptmuschelkalkes bei Würzburg auf. Die Formen zeigen geringe Größe, auffallende Involubilität, einfachen Verlauf der Lobenlinie, binodose resp. trinodose Skulptur der Schale. Die ursprüngliche Annahme, daß hier phylogenetisch tiefer stehende Ceratitenformen vorliegen, wie sie PHILIPPI (Dr. E. PHILIPPI: Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. Palaeont. Abhandlungen, Band VIII, Neue Folge Band IV, Heft 4, Jena 1901) als *Ceratites atavus* PHIL. beschrieben hat, bestätigte sich nicht, da unter sämtlichen gesammelten Exemplaren kein einziges ausgewachsenes Individuum gefunden werden konnte. Als Kennzeichen ausgewachsener Individuen wird bekanntlich das Zusammendrängen der Lobenlinien vor der Wohnkammer aufgefaßt, sowie die abweichende Skulptur der Wohnkammer und des gekammerten Teiles der Schale.

Ich sehe mich also veranlaßt, alle aufgefundenen binodosen und trinodosen Ceratiten als Jugendformen aufzufassen. Die Frage, welchem Ceratiten dieselben zukommen, kann die Feststellung des Lagers der besprochenen Formen entscheiden.

Als Hauptfundplatz für unsere Ceratiten kommt eine Reihe von Steinbrüchen im mittleren (und unteren) Hauptmuschelkalk bei Höchberg, einem Dorf westlich von Würzburg, in Betracht.

In dem der Straße nach Waldbüttelbrunn zunächst liegenden Bruche sind folgende Schichten aufgeschlossen.

- etwa 5 m {
1. Hangendes der Spiriferinenbank (Kalkbänke und Mergelschiefer).
 2. Spiriferinenbank.
 3. Liegendes der Spiriferinenbank (Kalkbänke und Mergelschiefer).

Vorzüglich im Liegenden der Spiriferinenbank finden sich nun die beschriebenen Jugendformen von Ceratiten zusammen mit *Ceratites compressus*, *Pecten laevigatus* und *discites*, *Myophoria simplex*, *Hoernesia socialis*, *Pleuromyen* etc. Im Hangenden findet sich hauptsächlich *Ceratites compressus*, selten auch *Ceratites spinosus* (PHIL.). Es liegt also die Annahme nahe, daß die kleinen Ceratiten als Jugendformen des *Ceratites compressus* zu betrachten sind. Als weiteren Beweis der Identität der kleinen binodosen und trinodosen Formen mit *Ceratites compressus* führe ich die Tatsache an, daß sich alle möglichen Übergänge zwischen beiden Typen finden. Die kleinsten Formen (s. Fig. 1) zeigen scharf ausgeprägte trinodose

Schalenskulptur, wie die ausgewachsenen *Ceratites compressus*, *nodosus* etc. auf dem sich an die nicht skulpturierte Embryonalkammerung anschließenden Teil der Schale. Bei älteren Individuen findet sich dann binodose Skulptur, welche auch



Figur 1.

Ceratites compressus (SANDR.) E. PHIL.

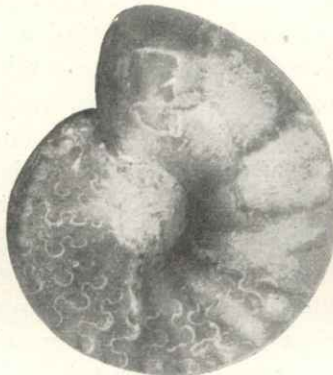
Hauptmuschelkalk, Würzburg. Fast natürliche Größe.
Kleinste Formen mit ausgeprägt trinodoser Skulptur.



Figur 1a.

Dieselbe Form wie Figur 1, etwas schematisiert gezeichnet.

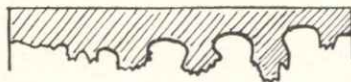
beim erwachsenen *Ceratites compressus* der trinodosen Schalenskulptur folgt. Diese binodose Skulptur verschwindet bei weiterem Wachstum der Schale, besonders auf der Wohnkammer, immer mehr und die einzelnen Extern- und Internknoten fließen in Rippen zusammen. Als Zwischenform beobachten wir also nicht selten: *Ceratites compressus* mit Berippung der Wohnkammer und der anschließenden Kammern, binodoser und trinodoser Skulptur der ältesten Umgänge.



Figur 2.

Ceratites compressus, fast ausgewachsenes Exemplar. — Nahezu natürliche Größe.

Ein schon fast ausgewachsenes Exemplar (s. Fig. 2) zeichnet sich durch auffallend vom Typus des *Ceratites compressus* abweichende Verzackung des ersten Laterallobus aus.



Verlauf der Lobenlinie der in Figur 2 abgebildeten Varietät von *Ceratites compressus*.

In der Nähe des besprochenen Fundplatzes von Jugendformen des *Ceratites compressus* befindet sich ein anderer Aufschluß. Es wurde dort folgendes Profil festgestellt:

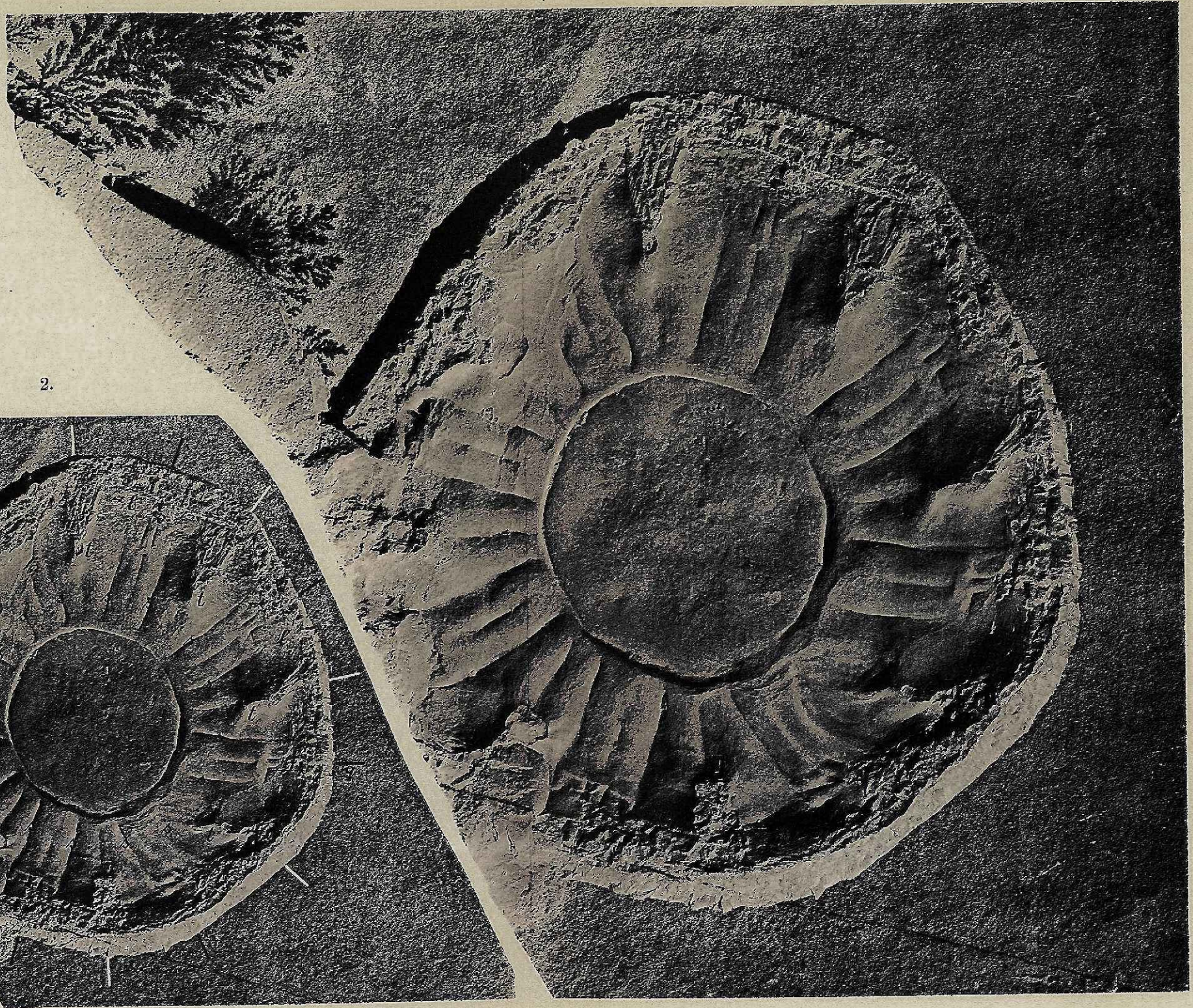
1. Wulstige Kalke mit *Pleuromya musculoides*.
2. Dichte blaue Kalkbank 50 cm.

3. Schiefrige Kalkplatten und Mergel 50 cm.
4. Kristallinische Kalkbank 40 cm.
5. Wulstige Kalke 1 m 50 cm.
6. Hauptencrinitenbank 30—40 cm.
7. Wulstige Kalke im Grunde des Bruches.

Bis jetzt wurden kleine Ceratiten an dieser Stelle nur in 1. gefunden, niemals in den darunter liegenden Schichten. Es scheint also, daß, soweit bis jetzt festgestellt werden konnte, das erste Vorkommen von Ceratiten bei Würzburg in die Schichtenreihe über der Hauptencrinitenbank und unter der Spiriferinenbank verlegt werden muß. Diese Beobachtung deckt sich mit den von PHILIPPI gemachten Angaben über das erste Auftreten von Ceratiten im Hauptmuschelkalk benachbarter Gebietsteile.

Zu entscheiden wäre noch die Frage, warum gerade hier unter diesen ersten Ceratiten des fränkischen Muschelkalkes so viele Jugendformen gefunden werden. Vielleicht läßt sich nachweisen, daß die Ceratiten sich erst den bionomischen Verhältnissen des germanischen Muschelkalkmeeres anpassen mußten und daß bei diesem Kampfe ums Dasein relativ viele Individuen frühzeitig zu Grunde gegangen sind. Nachdem sich aber die neuen Formen den neuen Verhältnissen angepaßt hatten, konnte die Entwicklung der Ceratiten zu Formen von riesigen Dimensionen stattfinden, wie wir sie in dem letzten Ceratiten des Muschelkalkmeeres, dem *Ceratites semipartitus*, vor uns sehen.

1.



2.



Ephyropsites jurassicus. Plattenkalk, Pfalzpaint. — Fig. 1 natürl. Größe.

Geologisches Gutachten zur Wasserversorgung der Stadt Nürnberg aus dem Quellgebiet bei Ranna.¹⁾

Von

Adolf Schwager.

(Mit einem geologischen Kärtchen.)

Einleitung.

Die reichen Quellen im oberen Pegnitztal, und zwar zunächst jene in der weiteren Umgebung von Ranna, schütten nach den fachmännischen Ermittlungen des städtischen Bauamtes zu Nürnberg rund 620 Sek.-Liter. Hiervon entfallen auf die in erster Linie für Nürnberg nutzbar zu machenden sogen. Haselhofquellen 250 Sek.-Liter.

Bei Annahme der etwas reichlich bemessenen jährlichen Niederschlagshöhe im oberen Pegnitztal zu 700 mm würden 620 Sek.-Liter, die Schüttung der obigen Quellen, die gesamten Niederschläge von 27,9 qkm und für 250 Sek.-Liter, von 11,25 qkm beanspruchen.

Hieraus ergibt sich zunächst, da bekanntermaßen stets nur ein Teil der Niederschläge in den Quellen wieder zutage tritt, daß diesen Quellen ein weit größeres Einzugsgebiet zuzurechnen ist, als die oben berechneten Flächen darstellen, und ferner, aus dem Vergleich mit der Topographie des Geländes, daß die wahren Einzugsgebiete weit über die den Quellen zufallenden rein oberflächlich abgeleiteten Zuflußstrecken hinausgreifen.

So ergibt z. B. das für die Haselhof-Quellengruppe allein aus der Oberflächengestaltung abgeleitete Bezugsgebiet eine Fläche von nur 7,2 qkm, während, wie wir oben sahen, die gesamten ungeschmälert gedachten Niederschläge von 11,25 qkm erst die Schüttung dieser Quellen voll decken könnten.

Unter Zugrundlegung der für die Pegnitz vor Ranna aus den durchschnittlichen Wasserständen für 1902 ermittelten „Wasserspense“ mit 8,2 Sek.-Liter berechnet sich das Einzugsgebiet der Haselhofquellen zu 30 qkm, während die Berechnung auf die kleinste Spense der Pegnitz bei Nürnberg für 1902 gegründet (6,3 Sek.-Liter) sogar 40 qkm ergeben würde. (Siehe Jahrbuch des Hydrotechnischen Bureaus 1902 S. XXX ff.)

Diese auffällige Tatsache kann nur in den besonderen geologischen Verhältnissen, unter welchen diese Quellen zur Bildung gelangen, ihre nähere Erklärung finden.

Zur Geologie des Einzugsgebietes.

Jener Teil des oberen Pegnitztales, dem die Quellen bei Ranna und speziell die diesem Ort nächstgelegenen sogen. Haselhofquellen entspringen, ist in Weißjuraschichten in vorwiegend dolomitischer Ausbildung eingeschnitten. Den solcher-

¹⁾ Vorliegende Begutachtung wurde am 12. August 1905 zum Abschluß gebracht.

gestalt gebildeten, vielfach zerteilten und durchfurchten Dolomithöhen, die hier das Pegnitztal links- und rechtsseitig begleiten, dem Kern des Gebirges, sind als Decke bald mehr oder minder zu festeren Bänken gebundene Quarzsandlagen in weiter Verbreitung aufgesetzt, die nach ihrem örtlich massigsten Vorkommen als Veldensteiner Sandstein benannt wurden, und von deren besonderen Bedeutung für unsere Quellen noch mehr zu sprechen sein wird. Vorläufig sei nur darauf hingewiesen, daß der Veldensteiner Forst mit seiner vorwiegenden und oft recht mächtig entwickelten Sandsteinbedeckung auch zum größten Teil als Einzugsgebiet der Haselhofquellen anzuspochen ist.

Über der festeren und ausgedehnteren Sandsteindecke in der Nähe der Quellorte, aus welcher nur die aufragenden widerstandsfähigeren Klippen der Dolomithöhen hervortreten oder seitlich der Talfurchen bloßgelegt erscheinen, breitet sich flußwärts, und zwar vom Flußufer zur Höhe in abnehmender Stärke, zunächst ein Haufwerk aus von Bruchstücken des älteren Gebirges, untermengt mit Geröllen und Sanden. Dann folgen nach oben mehr rein lockersandige Anhäufungen von größerer Ausdehnung, die wiederum von einer wechselnd sandigen, noch weiter, zumal den Höhen zu, ausgedehnteren Lehmdecke mit ihrer humosen Pflanzenschicht überlagert werden. Diese normale Überlagerung der Gesteinsschichten hat aber infolge von späteren Verschwemmungen der Sande und Lehme zu neuen Absätzen in den vorwiegend durch die Erosion geschaffenen Vertiefungen geführt, so daß über dem älteren Gebirge das Material der jüngeren Aufschüttung oft in buntem Wechsel sich ausgebreitet vorfindet.

Zur allgemeinen Lagerung des ganzen, eben geschilderten Schichtaufbaues wäre folgendes zu bemerken: Wie sich aus dem Verlauf ein und derselben Schicht am Malmrand für die fränkische Juraplatte im großen eine allmähliche Absenkung nach SO entnehmen läßt, so könnte ein gleiches Verhalten für unser engeres Gebiet erwartet werden. Doch lehrt ein Blick auf die geologische Karte (Blatt Bamberg Nr. XIII), daß insbesondere das den Quellen bei Ranna NW vorgelagerte, hauptsächlich dem Veldensteiner Forst zugehörige Gelände unter besonderen geologischen bzw. tektonischen Verhältnissen stehen muß.

Wir sehen die älteste Juraüberdeckung, den Sandstein, in diesem W von der Pegnitz gelegenen Teil des Gebirges in zusammenhängenderen Massen fast ausschließlich nur auf die Fläche des genannten Forstes beschränkt. Daraus müssen wir schließen, daß entweder vor der Ablagerung des Sandsteins im Bereich seiner jetzigen Verbreitung wenigstens eine Vertiefung der Oberfläche vorlag, die den Absatz dieser Bildung gerade hier in besonderer Weise begünstigte, oder aber wir hätten es mit einem ausgesprochenen nachträglichen Senkungsgebiet zu tun. Zur Klarlegung dieser Frage, wie überhaupt zur Geologie des Gebietes leisten die vom städtischen Bauamt Nürnberg so dankenswert als sachgemäß geleiteten Bodenaufschlußarbeiten, nebst den betreffenden Profiltafeln, Kartenskizzen und dem erläuternden Bericht, ganz wesentliche Beihilfe. In diesem Bericht finden wir nun eine lehrsame Zusammenstellung der Höhenlagen enthalten, in welchen die Auflagerungsschicht des Malms zum Ornatenton im Umkreis des vermuteten Einzugsgebietes der Quellen sich vorfindet. Und da ergibt sich die hydrologisch wichtige Tatsache, daß rings um die Quellpunkte der Ornatenton in wesentlich größerer Höhe ausstreicht oder gelagert erscheint, während bei den Versuchsbohrungen in der unmittelbaren Nähe der Quellen noch 44 m unter ihrem Austrittsniveau der Malm nicht durchstoßen war.

Hierin liegt der Beweis, daß die Sandsteinverbreitung im Veldensteiner Forst keiner Auswaschungs-, sondern einer entschieden tektonischen Eintiefung entspricht.

Wenn nun aus der weiten Verbreitung quarzsandiger Absätze und quarzitischer Sandsteinblöcke auf der Hochfläche des Frankenjura auf eine ehemalige allgemeinere, dem Veldensteiner Sandstein entsprechende Albüberdeckung geschlossen werden darf, so läge allein schon nach der Erfahrung, daß abgesunkene Teile einer Schicht der Abtragung viel weniger ausgesetzt sind als die stehengebliebenen, die Annahme nahe, im jetzigen Verbreitungsbezirk des Sandsteines ein Bruchfeld zu erblicken, was, wie wir gesehen haben, mit den vorliegenden Tatsachen im guten Einklang steht.

Eine weitere, zur Feststellung der Tektonik nicht unwichtige Folgerung ergibt sich aus dem vorhin Gesagten. Hat die Niveauverschiebung nach dem Absatz des Sandsteines stattgefunden,¹⁾ so wäre sie, bei dem cretacischen oder auch dem alttertiären Alter, das dieser Bildung von anderer Seite zugesprochen wird, in die Hauptepoche der Gebirgsbildung, wohl in die spätere Tertiärzeit zu verlegen.

Nicht nur, daß in diesem Fall dann die intensivste Wirkung der Schichtbewegung anzunehmen ist, ihre Richtungslinien müssen mit den benachbarten großen Spaltzügen, die jener Periode zuzurechnen sind oder gleichen Verlauf haben, mehr oder minder zusammenfallen.

Bei dem Mangel nach dieser Seite aufklärender größerer Tagaufschlüsse im Quellgebiet sind eigentliche Störungs- oder Bruchzüge an der Oberfläche kaum festzustellen. So mag es nicht unerwünscht erscheinen, die gewiß vorhandenen, wenigstens in ihrem Verlauf, nach dem vorhin Bemerkten, annähernd im voraus bestimmen zu können.

Eine Hauptrichtung, die schon durch die ältesten und bedeutendsten Bruchspuren naher Landesteile, z. B. den Verlauf des als Pfahl bekannten Quarzzuges, dann im großen Abbruch der Urgebirgsmasse zum jüngeren Gebirge u. s. f. verzeichnet ist, läuft nahezu von SO nach NW. Eine vielfache Beobachtung lehrt weiter, daß neben einer Hauptpaltrichtung die Senkrechte zu jener und dann die Resultanten zu beiden tektonisch am markantesten zur Geltung gelangen.

So kann es nicht als Zufall gelten, daß die Oberflächenfurchung im gedachten Quellgebiet²⁾ unverkennbar mehr Anklänge an genannte Linien verrät, als benachbarte Gebirgsteile, die unzweifelhaft in keiner näheren Beziehung zu unseren Quellen stehen. Ferner ergibt sich, daß die vorherrschenden Spaltrichtungen im anstehenden Dolomit, zwischen NW und SO und N zu S und dann den Senkrechten zu diesen gelegen, die große Verwandtschaft zu den genannten Hauptbruchzügen klar zum Ausdruck bringen. Die erstgenannte Richtung wäre auch als jene zu betrachten, von welcher Seite den Quellpunkten das meiste Wasser zuströmt, zusammengefaßt somit aus dem NW Quadranten und als nächste Folgerung ergäbe sich für die kürzeste Verbindungslinie der Quellzüge die NO-SW Richtung, die auch als günstigste Aufschluß- und Fassungsrichtung zu gelten hätte.

Gesteinsverhalten als wasserwirtschaftliche Grundlage.

Nachdem vorher Schichtfolge und Schichtneigung (Lagerung) nebst Tektonik innerhalb des nunmehr kaum noch hypothetischen Einzugsgebietes nach

¹⁾ Diese Annahme findet eine wesentliche Stütze durch die nicht gerade selten zu beobachtende Tatsache, daß Dolomit und Sandstein sich in gleicher Richtung zerspalten zeigen.

²⁾ Namentlich unschwer erkennbar in der Terräendarstellung des betreffenden Atlasblattes, Pegnitz W u. O., Nr. 29.

Maß der verwertbaren Gesteinsaufschlüsse notdürftig zur Sprache kamen, gilt es die gewonnenen Ergebnisse im Zusammenhang mit dem zunächst mehr rein physikalischen Verhalten der vorliegenden Gesteinsreihe, als örtliche Grundlage der hydrologischen Besonderheit, in näheren Betracht zu ziehen.

Aus der reichen Schüttung der Quellen bei Ranna, der dürrtigen sichtbaren Spende der sandigen Decke, wie aus deren verhältnismäßig geringmassigen Entwicklung als Schichtkörper, kann ohne weiters geschlossen werden, daß nur der Malm, hier der Dolomit, als eigentlicher Wasserspeicher aufzufassen ist. Als Gesteinskörper von mehr locker körnigem, vielfach lückigem Gefüge, ist die Durchtränkbarkeit und auch Aufnahmefähigkeit des Dolomits an sich für Wasser nicht gerade als eine geringe zu bewerten. Seine durch die Ergiebigkeit der Quellen erwiesene bedeutende Wasserleitfähigkeit aber kann, abgesehen von der grob-bankigen, als Ablagerungseigenheit zu deutenden, doch oft undeutlichen Schichtung, nur in der im Ausstreichen vielfach sichtbaren Klüftung begründet sein. Da diese nur auf rein tektonische Vorgänge im großen ganzen zurückgeführt werden kann, so läge ein weiterer Hinweis vor, den Wasserreichtum im Pegnitztal bei Ranna auf eine tiefere Zerspaltung und Zerrüttung des zuleitenden Gebirges zurückzuführen.

Wenn auch nicht angenommen werden kann, daß der gesamte Malm im mittleren Pegnitztal bis zur Doggergrenze aus Dolomit bestände, so muß doch selbst bei stärkerer Vertretung rein kalkiger Lagen im Liegenden das petrographisch mehr einheitliche Ganze des Weiß-Jura äußeren, wie inneren Kräfteeinwirkungen gegenüber sich nahezu gleich verhalten haben. Es liegt sonach kein Grund vor, die für die Wasserbewegung, neben den offenen Schichtfugen, so wichtigen meist nahezu lotrechten Trennungsklüfte mit dem Dolomitgestein plötzlich verschwindend zu denken. Ebenso kann es anderseits freilich kaum fraglich erscheinen, daß diese Wasserwege der Tiefe zu, schon ursprünglich und dann durch die mehr gehemmte Beweglichkeit des durchströmenden Wassers vor der nachträglichen Erweiterung mehr geschützt, zum Teil auch durch mineralische Einschwemmungen mehr oder minder verschlossen, immer weniger gangbar werden.

An vorstehende Erwägungen anknüpfend, gestaltet sich die Vorstellung, daß die ganze den Quellen vorgelagerte Malmmasse, wenn auch nicht im völlig gleichen Maße, an der Quellspeisung beteiligt ist. Ferner, daß der unterlagernde Ornatenton tatsächlich die Stauschicht bildet,¹⁾ auf der die absinkenden Wasser zum Abfluß in der Richtung seiner größten Neigung gezwungen werden. Und wie oben aus den verschiedenen Angaben über die Höhenlagen des Ornatentones auf seine allmähliche Absenkung zu den Quellpunkten hin zu schließen war, so kann nun, unabhängig von dieser Feststellung, gesagt werden: Die Stauschicht, kurz der Ornatenton, muß innerhalb der weiten Zuflußstrecken, welche die Schüttung der Quellen erheischt, zu diesen in zusammenhängendem Abfall gedacht werden.

Nur so läßt sich schließlich auch der nicht geringe Überdruck erklären, unter welchem die Quellaustritte am Haselhof überraschenderweise stehen.

Der spärliche Gasaustritt (Luft) am Quelleich berechtigt wohl nicht an Gasspannungen als bewegende Kraft zu denken.

¹⁾ Hier möge eine kleine Einschränkung dieses Satzes Platz finden. Die basalen Lagen des Malms sind oft mehr toniger Natur. Aus diesen und sonstigen Gründen, die hier zu erörtern zu weit führen würde, für „Ornatenton“ „Grenzschichten zwischen Malm und Dogger“ gesetzt, würde gerade im vorliegenden Fall vielleicht weniger anfechtbar lauten.

Die natürlichste Erklärung für das Sprudeln der Quellen bleibt die Annahme des Quellaustrittes unter einem bedeutenden Druck aufgesammelter Wassermassen in einem höheren Niveau. Da dies aber einen gewissen beweglichen Zusammenschluß dieser Wasser voraussetzt, so werden wir neuerdings auf die ungehemmtere Bewegung des Wassers auf Klüften und Sprüngen hingewiesen.

Ist, wie weiter unten näher zu erörtern sein wird, eine teilweise, doch nicht wasserdicht abschließende Ausfüllung der Fließwege mit verschwemmtem Material anzunehmen, so werden andererseits gerade jene den Ausflußstellen benachbarten, durch das raschere Ausströmen des Wassers von solchen Fließhindernissen, wie allerorten, tunlichst freigehalten, ja sie werden vielfach selbst noch erweitert sein, so daß die vorhin geforderten Bedingungen für den Auftrieb der Quellen vollauf gegeben scheinen.

Ein mehrfach nachgewiesener Verschuß der den Spaltenzügen doch meist folgenden sekundären Taleintiefungen mit toniger Ausfüllung oder ebensolcher Überdeckung am Haupttalgehänge bis zu den Quellen hin, wurde schon in dem erwähnten sachlichen Bericht des Nürnberger städtischen Bauamtes zum Verständnis der gedachten Erscheinung herangezogen. Eine weitere Erklärung für die Abdichtung der Wasserzüge gegen den Berghang im Flußtal hin, läge in der Annahme eines Kalksinterverschlusses durch verdunstete Schwitzwasser, was um so wahrscheinlicher wäre, als bekanntlich Dolomitwasser (siehe die Tropfsteinbildung in den Dolomithöhlen) sehr zur Sinterbildung geneigt sind. Der seitliche mehr oder minder wasserdichte Verschuß der Spalten mußte zu einer weiteren Aufstauung der Versitzwasser führen, unter deren anwachsendem Druck und jedenfalls nicht ohne Beihilfe des sich immer tiefer in den Untergrund einnagenden Flusses, endlich dem Bergwasser der bevorzugte jetzige Austritt verschafft wurde. Der ganze Verlauf der Wasserbewegung im gegebenen Fall würde daher unter das schematisiert vereinfachte Bild der kommunizierenden Gefäße fallen, in welchem das eine kürzere Gefäß den Austrittskanal unserer Quellen darstellen würde, aus welchem nun unter dem Druck der auflastenden höherstehenden Wassersäule im Hauptbehälter das Wasser scheinbar aus großer Tiefe kommend, sprudelnd ausströmt.

Im Anschluß an diese Erörterung der Frage, welche Rolle dem Malm bei der Quellbildung nächst Ranna zugewiesen erscheint, wäre das Verhalten der ihm aufgelagerten jüngeren Schichten und die mögliche wechselseitige Einflußnahme in gleicher Hinsicht kurz zu besprechen. Der vorherrschenden Sandbedeckung des Liegend-Gebirges, zum größten Teil als Sandstein, zum kleineren als lose jüngere Aufschüttung entwickelt, wurde schon eingangs gedacht.

Die Wasseraufnahmefähigkeit der geschlosseneren festeren Sandsteinbänke wäre zwar als keine sehr hohe einzuschätzen, doch zeigen die ausstreichenden Lagen vielfach deutliche Spuren der Zerrüttung und Zertrümmerung und sind sodann, der mehr mürben Beschaffenheit zufolge, an der Oberfläche dem Zerfall recht geneigt. Dergestalt breitet sich über dem festeren Grund der Hochfläche im Verein mit der sonstigen, noch jüngeren sandigen Anschwemmung, nur hie und da von einer wenig mächtigen, mäßig ausgedehnten Lehmschicht verhüllt, selten durch aufragendes älteres Gestein unterbrochen, ein Mantel von losem Sand, den wir hier bei seiner hohen Wasseraufnahms- und Leitfähigkeit als ersten und eigentlichen Wassersammler bezeichnen können. Er ist es, der die Niederschläge in seinen weiten Falten schützend birgt, bis Zeit und Gelegenheit geboten wird, sie auf engeren Wegen zur Tiefe zu leiten.

Die natürlichste Erklärung für das Sprudeln der Quellen bleibt die Annahme des Quellaustrittes unter einem bedeutenden Druck aufgesammelter Wassermassen in einem höheren Niveau. Da dies aber einen gewissen beweglichen Zusammenschluß dieser Wasser voraussetzt, so werden wir neuerdings auf die ungehemmtere Bewegung des Wassers auf Klüften und Sprüngen hingewiesen.

Ist, wie weiter unten näher zu erörtern sein wird, eine teilweise, doch nicht wasserdicht abschließende Ausfüllung der Fließwege mit verschwemmtem Material anzunehmen, so werden andererseits gerade jene den Ausflußstellen benachbarten, durch das raschere Ausströmen des Wassers von solchen Fließhindernissen, wie allerorten, tunlichst freigehalten, ja sie werden vielfach selbst noch erweitert sein, so daß die vorhin geforderten Bedingungen für den Auftrieb der Quellen vollauf gegeben scheinen.

Ein mehrfach nachgewiesener Verschluß der den Spaltenzügen doch meist folgenden sekundären Taleintiefungen mit toniger Ausfüllung oder ebensolcher Überdeckung am Haupttalgehänge bis zu den Quellen hin, wurde schon in dem erwähnten sachlichen Bericht des Nürnberger städtischen Bauamtes zum Verständnis der gedachten Erscheinung herangezogen. Eine weitere Erklärung für die Abdichtung der Wasserzüge gegen den Berghang im Flußtal hin, läge in der Annahme eines Kalksinterverschlusses durch verdunstete Schwitzwasser, was um so wahrscheinlicher wäre, als bekanntlich Dolomitwasser (siehe die Tropfsteinbildung in den Dolomithöhlen) sehr zur Sinterbildung geneigt sind. Der seitliche mehr oder minder wasserdichte Verschluß der Spalten mußte zu einer weiteren Aufstauung der Versitzwasser führen, unter deren anwachsendem Druck und jedenfalls nicht ohne Beihilfe des sich immer tiefer in den Untergrund einnagenden Flusses, endlich dem Bergwasser der bevorzugte jetzige Austritt verschafft wurde. Der ganze Verlauf der Wasserbewegung im gegebenen Fall würde daher unter das schematisiert vereinfachte Bild der kommunizierenden Gefäße fallen, in welchem das eine kürzere Gefäß den Austrittskanal unserer Quellen darstellen würde, aus welchem nun unter dem Druck der auflastenden höherstehenden Wassersäule im Hauptbehälter das Wasser scheinbar aus großer Tiefe kommend, sprudelnd ausströmt.

Im Anschluß an diese Erörterung der Frage, welche Rolle dem Malm bei der Quellbildung nächst Ranna zugewiesen erscheint, wäre das Verhalten der ihm aufgelagerten jüngeren Schichten und die mögliche wechselseitige Einflußnahme in gleicher Hinsicht kurz zu besprechen. Der vorherrschenden Sandbedeckung des Liegend-Gebirges, zum größten Teil als Sandstein, zum kleineren als lose jüngere Aufschüttung entwickelt, wurde schon eingangs gedacht.

Die Wasseraufnahmefähigkeit der geschlosseneren festeren Sandsteinbänke wäre zwar als keine sehr hohe einzuschätzen, doch zeigen die austreichenden Lagen vielfach deutliche Spuren der Zerrüttung und Zertrümmerung und sind sodann, der mehr mürben Beschaffenheit zufolge, an der Oberfläche dem Zerfall recht geneigt. Dergestalt breitet sich über dem festeren Grund der Hochfläche im Verein mit der sonstigen, noch jüngeren sandigen Anschwemmung, nur hie und da von einer wenig mächtigen, mäßig ausgedehnten Lehmschicht verhüllt, selten durch aufragendes älteres Gestein unterbrochen, ein Mantel von losem Sand, den wir hier bei seiner hohen Wasseraufnahms- und Leitfähigkeit als ersten und eigentlichen Wassersammler bezeichnen können. Er ist es, der die Niederschläge in seinen weiten Falten schützend birgt, bis Zeit und Gelegenheit geboten wird, sie auf engeren Wegen zur Tiefe zu leiten.

Doch ist mit dieser Funktion der ursprünglich gewiß mächtigeren und ausgedehnteren Sandablagerungen die Bedeutung des Quarzsandes, und allenfalls im Verein mit dem aus dem Zerfall des austreichenden Dolomits gebildeten Dolomitsandes, für die Wasserführung unseres Feldes noch lange nicht erschöpft. Auf zweiter Lagerstatt, in die jüngsten Einfaltungen des Geländes verschwemmt, hat der Sand durch den natürlichen Schlämmprozeß die feintonigen Bestandteile, die er als Sandstein noch in reichlicherer Menge führte, zum größten Teil verloren und ist auf diese Weise erst recht wasserleitend geworden.

Ferner erhalten die lehmigen Ablagerungen, die sich dem Talgrund zu, wie schon erwähnt, im verstärkten Maße geltend machen, durch ihre meist schon ursprüngliche, gröbere Quarzsandführung, wohl wesentlich dem aufgearbeiteten Liegenden entnommen, hauptsächlich ihre Durchlässigkeit für Wasser, die in den weiters verschwemmten und vermehrt mit Sand durchsetzten Lagen ganz bedeutend verstärkt erscheinen muß.

Aber auch auf seine Unterlage, den Dolomit, hat der sandige Abschluß in der besprochenen Weise seinen besonderen Einfluß geübt.

Führt der Dolomit auch nur spärlich tonige Beimengungen (eine Probe aus der Umgebung der Quelle bestand aus 56,29% Kohlensäurem Kalk, 42,64% Kohlensäurer Bittererde und 0,97% eines tonigen Restes), so bildet er trotzdem im völlig verwitterten Zustand, d. h. von Karbonaten befreit, einen ziemlich wasserabhaltenden, zähen Lehm, der unseren Höhen, als durch die schützende Sandsteinlage der Einwirkung der Atmosphären größtenteils entzogen, auf weite Strecken hin fehlt. Zwar ist in diesem Umstand der Grund zu suchen, daß dem Veldensteiner Forst die höhere Kultur, die Feldbebauung, fast ganz verschlossen blieb, derselbe Umstand hat aber, wie aus dem Vorhergehenden zu entnehmen, unbestreitbar zum guten Teil mit zu dem in den Quellen zutage tretenden Wasserreichtum geführt. Von nicht geringerem Belang scheint auch, daß die Sandbedeckung die im Felsen geöffneten Abflußwege vor rein tonigem und damit mehr wasserabdichtendem Verschuß, wie dies an den Talseiten durch die Hochfluten des Flusses und sonstige Einschwemmungen offensichtlich vielfach geschehen ist, bewahrte. Es lehren diese Auseinandersetzungen aufs neue, mit welchem Recht eingangs schon auf die besondere Bedeutung des oberen Sandfeldes für die Quellen bei Ranna hingewiesen wurde.

Chemische und bakteriologische Wasseranalyse.

Eines der geeignetsten Hilfsmittel zur Klarlegung der Beziehungen zwischen Wasser und Boden bietet die chemische Wasseranalyse. Wie aus der näheren Kenntnis des Bodens nach petrographischer und somit chemischer Seite hin ohne weiters auf die möglichen Lösungsrückstände des ihn durchströmenden Wassers geschlossen werden kann, so lassen sich umgekehrt aus der Zusammensetzung der Wasserrückstände oft nicht unwichtige Schlüsse auf die Beschaffenheit des Ursprungsbodens ziehen. In diesem Sinn wäre eine teilweise Auslegung der vorliegenden Analyse (der städtischen Untersuchungsanstalt für Nahrungs- und Genußmittel in Nürnberg) des Haselhof-Quellwassers zu versuchen.¹⁾

¹⁾ Die Analyse (gez. SCHLEGEL) gibt als „Littergehalt in Milligramm“ folgende Werte an: CaO = 69,63, MgO = 35,88; Fe₂O₃ + Al₂O₃ + P₂O₅ = 0,28; K₂O = 1,11; Na₂O = 2,19; Cl = 1,71; N₂O₅ = 1,26; SO₃ = 1,64; SiO₂ = 6,10; CO₂ = 188. Abdampfrückstand bei 110° C = 217,63. Gesamthärte = 11,99. Bleibende Härte = 0.

Um mit dem Abdampfrückstand zu beginnen: Haselhofquellen, Abdampfrückstand = 0,2176 g im Liter. GORUP-BESANEZ (Annal. Ch. u. Ph. Supl. 8; 230) fand in 18 Wassern aus dem Frankendolomit im Mittel 0,2587 g Rückstand im Liter, d. i. um fast 20% höhere Werte als der erstverzeichnete. Zum annähernden Vergleich sei der Durchschnittsgehalt von 11 Quellwassern der nächsten Umgebung von München beigesetzt. (A. SCHWAGER, hydrochem. Untersuchungen etc. Geogn. Jahreshfte 1893, S. 94.) Die Schotter, denen diese Wasser entstammen, sind reichlich dolomitisch. Der gemittelte Rückstand genannter Quellwasser beziffert sich auf 0,3263 g im Liter Wasser. Bei Vergleichung dieser Zahlen ergibt sich offensichtlich die relative Weichheit des Wassers der Haselhofquellen.

Die Erklärung dieser Tatsache kann verschieden lauten. Einmal besteht der Ursprungsboden nicht aus Dolomit allein. Des nicht bloß quantitativ bedeutungsvollen Anteils der Quarzsande am Aufbau des Geländes wurde verschiedentlich schon gedacht; ihr Anteil an dem Lösungsrückstand der betrachteten Wasser aber ist nahezu gleich Null zu setzen. Doch genügt dieser Hinweis sicherlich nicht allein. In den leichter durchströmbaren Abzugswegen, d. h. bei beschränkter Flächenberührung von Wasser und Boden, sowohl körperlicher wie zeitlicher, liegt der Hauptgrund dieser Erscheinung. Und so ergibt sich abermals ein Hinweis auf die bisher aus mancherlei Gründen geforderten besonderen Wasserwege für unser Gebiet.

Von den Einzelbestandteilen sollen vorweg Kalk, Bittererde und Kieselsäure des näheren besprochen werden, als quantitativ am stärksten vertretene Stoffe.

Bei Kalk und Bittererde interessiert vor allem ihr numerisches Verhältnis. Es stellt sich 100 : 51,53. Die oben erwähnten 18 Wasser aus dem sonstigen Frankendolomit ergeben die Durchschnitts-Verhältniszahl 100 : 46,61.

Zunächst läge, wenn es dessen bedürfte, die Bestätigung vor, daß die Quellwasser bei Ranna tatsächlich dem Dolomit entstammen. Ihr höherer Bittererdegehalt könnte ferner dahin gedeutet werden, daß sie ausschließlich oder zumeist normalen Dolomiten entströmten. Der erstgedachte Fall, die erheblichere Beteiligung mehr rein kalkiger Lagen, träfe bei den Vergleichswassern unzweifelhaft zu, da die meisten derselben den bittererdearmen Lagen aus der Basis vom Malm entspringen. Dann wäre aber der Rückschluß erlaubt, unseren Quellen eine weniger innige Berührung mit den vermuteten tieferen Kalklagen zuzurechnen, oder diese Schichten wären hier überhaupt nur spärlich vertreten.

Der Kieselsäuregehalt mit 0,0061 g im Liter des Quellwassers von Ranna erscheint bei der so geringen für die Lösung in Betracht kommenden Silikatbeimengung im beteiligten Dolomit ziemlich hoch. Ihr Ursprung wäre daher, da Quarzkieselsäure im vorliegenden Fall nicht in Frage kommt, nur auf die tonigen Bestandteile des Sandsteines und der Lehmé, als einzige massiger vorhandene Vertreter der Silikate im Quellgebiet zu beziehen. Ein Teil dieser Tone wird ferner als Ausfüllungsmasse der Spaltenwege im innigeren und andauernderen Kontakt mit den Wassern gedacht werden können, als es das beobachtete rasche Versitzen der Niederschläge für die Oberflächenschichten allein gestatten würde.

Die sonst noch nachgewiesenen Stoffe verlangen zum Teil, gerade ihrer kleinen Zahlenwerte wegen, besondere Beachtung. Dies gilt namentlich von Chlor, Schwefel- und Salpetersäure, und insofern diese Stoffe dem reinen Boden als ursprünglich fremd gelten müssen, dienen ihre Zahlenwerte als Indikatoren, Anzeichen einer vorhandenen mehr oder minder starken Verunreinigung des Bodens und einer nachfolgenden seiner Begleitwasser.

Im Vergleich der vorliegenden Zahlen für die Haselhofquellen mit entsprechenden, aus verwandten Teilen des Frankenjura erhältlichen, findet sich schon ein deutlicher Hinweis auf den reineren Ursprung der zu nützenden Quellen, deutet zumal auf die spärlichen Siedelungen im Bereich des Veldensteiner Forstes.

Das ungewöhnlich günstige Ergebnis der bakteriologischen Prüfung, wie es der chemischen Analyse beiliegt, erbringt jedoch den vollgültigen Nachweis, daß dem wasserspendenden Gebirge im gegenwärtigen Zustand die Fähigkeit innewohnt, selbst die kleinsten schädlichen Keime, somit jede ungelöste Verunreinigung von den Quellen fernzuhalten.

Raumverteilung für die Bodenwasser.

Noch gilt es unter anderem einer durch allgemeine Erwägungen allein kaum lösbaren Frage näher zu treten, und sollen hierbei die folgenden Berechnungen auch nur den Versuch darstellen, von dem Gesamtraum, den die quellbildenden Zuflüsse im Berginnern beanspruchen und seiner Verteilung ein ungefähres Bild zu erhalten.

Die nachstehenden dieser Untersuchung zu Grunde gelegten Werte sind, wie ausdrücklich betont werden mag, für den beanspruchten relativ größten Infiltrationsraum bemessen.

Jahresniederschlag im Sammelgebiet = 700 mm. Höhenlage der eigentlichen Quellaustritte 380 m ü. d. M., oder Tiefe, aus welcher die Quellen noch stetig neue Zuflüsse erhalten, die aber, nach der Stärke des Auftriebes und der Temperatur der Quellen (8,7—9° C.) zu urteilen, eine noch beträchtlichere sein wird. Mittlere Höhenlage der Oberfläche des in Frage stehenden Gebirgsblockes 450 m ü. d. M.

Diese Zahlen würden eine 70 m hohe Gesteinstafel als Wasserspeicher (Speicher Körper) ergeben, die aber, wie aus dem Vorausgegangenen zu entnehmen, gemäß der abgedacht verlaufenden hypothetischen Grund- oder Staupflache, nur 50 m hoch in Rechnung gesetzt werden soll.

Unter dieser Voraussetzung und der vorläufigen Annahme, der volle Betrag der Niederschläge im Jahr würde als Schüttung der Quellen wieder zutage treten, sonach bei dem überhaupt denkbar relativ kleinsten Einzugsgebiet, beansprucht das Versitzwasser 1,4 Raumprozent (als Speicher- oder Stapelraum) des Speicherkörpers, d. h. bei gleichmäßiger Verteilung der vom Wasser ausgefüllten Hohlräume würde ein 1,4 cm weiter Spalt im Kubikmeter des geschlossenen, sonst nicht vom Wasser durchtränkt gedachten Gesteins genügen, um die gesamten Niederschläge im Jahr aufzunehmen.

Diese 1,4 Volumenprozent des Einzugsgebietes entsprechen daher im angenommenen Fall ferner auch dem Maximum der verlangten Wasserfassung (gesamte Wasseraufnahmefähigkeit).

Die Erfahrung lehrt mancherorts, daß gewisse Böden imstande sind, alle sie treffenden Niederschläge, ohne daß es zu einem oberflächlichen Abfluß käme, in sich aufzunehmen; niemals wird aber die Schüttung einer Quelle den vollen Betrag der Niederschläge ihres Nährgebietes wieder zutage fördern. Unter der Voraussetzung des gleichbleibenden Verhältnisses von Wasser-Einzug und Abfluß in engeren Gebieten, wurde in der Einleitung versucht, aus den mitgeteilten amtlichen Verhältniszahlen zwischen Zuflußfläche und Abflußmenge für die Pegnitz, sodann aus der mittleren Schüttung der Haselhofquellen, die Größe des Sammelgebietes für letztere annähernd zu ermitteln.

Trotzdem bei der erstlich benützten amtlichen Zahl der gemittelte Jahresabfluß, daher unter Einschluß von so und so viel reinem Oberflächenwasser, zu Grunde gelegt ist, verlangt diese Berechnung schon einen dreimal größeren Sammel-Bodenkörper gegenüber dem oben verzeichneten denkbar kleinsten, d. h. die relative Raumbeanspruchung für den nutzbaren Teil der Versitzwasser im Jahr, der in der Schüttung der Quellen seinen ziffermäßigen Ausdruck findet und im ganzen der sogen. Untergrund-¹⁾ Wasserwelle entspricht, beträgt nur mehr $\frac{1}{3}$ des vorhin gegebenen, und das Maximum der erforderlichen Wasserfassung würde sodann rund 0,5% der quellnährenden Gebirgsmasse betragen.²⁾

In Übereinstimmung mit dieser Berechnung und in Anbetracht der Beobachtung, daß gerade im Haselhofgebiet selbst bedeutende Niederschlagsmengen rasch zum Versitzen gelangen und ein irgendwie namhafter oberflächlicher Abfluß nicht stattfindet, muß den hangenden Lagen dieses Gebirgstells eine mindestens dreimal größere Wasseraufnahmefähigkeit gegenüber den tieferen, eigentlichen Stapelschichten für die Bergwasser, den Trägern der genannten Untergrund-Wasserwelle, zugesprochen werden.

Daß hier die für die Oberflächenschichten geforderten Lufträume in mehr als entsprechendem Maße vorhanden seien, geht schon einmal aus der reichlichen Entwicklung der für den natürlichen Wasserhaushalt vorhin nach Gebühr gewürdigten sandigen Decke hervor. Demgegenüber bekundet der ausstreichende Dolomit in seiner sichtbaren starken Zerklüftung die besondere Wasseraufnahmefähigkeit, die überdies, nach den vielen Einsturztrichtern, Hüllen zu urteilen, in nicht gewöhnlicher Weise durch unseelten auftretende, zwar unterirdische, jedoch tagnahe Höhlungen vermehrt sein wird. Andererseits bestehen noch weitere Gründe als die vorerwähnten, die Aufnahme- und Leitfähigkeit der folgenden tieferen Schichten, jene im Bereich des Hauptwasserstauens über dem Quellenniveau, gegenüber den erwähnten hangenden Lagen, als stark verminderte einzuschätzen.

Ergibt das mehrfach erwähnte Verhältnis von Einzug und Schüttung für letztere nahezu einen Zweidrittel-Verlust, so kann dieser Abgang am Bodenwasser, der Wasservorbehalt, wie die Summe der Verluste für die Quellen gegenüber den eigentlichen hier zum Versitz gelangenden Wassermengen bezeichnet werden könnte, doch füglich nur auf Rechnung der Verdunstung gesetzt werden. Denn bei den gegebenen örtlichen Verhältnissen ist nicht einzusehen, wie beträchtliche Wassermengen, insbesondere aber nicht im sonst erforderlichen bedeutenden Maße in weit größere Tiefen zur Versickerung gelangen.

¹⁾ Zur Unterscheidung der gemeinhin und vorweg als Grundwasser bezeichneten gestauten Bodenwasser an der Grenze der jüngeren, durchlässigeren Talaufschüttung zum älteren Gebirge hin, sei das in letzterem mehr regellos verteilte Bodenwasser als „Untergrundwasser“ bezeichnet.

²⁾ Da diese Berechnungen doch bloß orientierenden Wert besitzen sollen, mag an dieser Stelle nur noch kurz erläuternd folgendes beigefügt werden. Genannte 0,5 Raumprozent entsprechen, wie bemerkt, der Schüttung im ganzen Jahr, da aber die Extreme der Niederschläge schon nach zwei-monatlicher Frist in der Schüttung voll zum Ausdruck gelangen, wäre eine viel kürzere als jährliche Erneuerung der Abflüsse und damit ein angemessen kleinerer Speicherraum für nötig zu erachten. Ferner entsprechen die 0,5 Raumprozent der gesamten an der Schüttung der Quellen beteiligten Wassermasse, somit auch jenem außerhalb der Spalten als Gesteinswasser u. s. w. nach den Quellen zu verkehrenden Versitzwasser. Dergestalt erscheint die erheischte Spaltenfassung weiter bedeutend verringert. Aus alldem ist ersichtlich, wie enge oder wenig zahlreich diese Spaltwege eigentlich zu sein brauchten, um den vorliegenden Bedarf zu decken, und daß jede weitere vom Wasser durchströmte Höhlung im Gebirge die erforderliche Zahl oder Weite der Klüfte noch mehr beschränken muß.

Die aber unter diesen Umständen erforderliche Verdunstungsgelegenheit verlangt eine erste dauerndere Ansammlung der Versitzwasser nahe der Oberfläche, die nur durch einen stark verzögerten, d. i. gehemmten Abzug nach unten, in tiefere Gesteinslagen dargeboten erscheint.

Da jedoch nicht anzunehmen ist, daß die, wie erläutert wurde, vorwiegend tektonisch vorgebildeten Leiträume unterhalb der wirksamen Verdunstungszone sich plötzlich im gegebenen Maße verengen, so muß eine andere Ursache vorliegen, die jene Hemmung bewirkte.

Das hervorragend günstige Ergebnis der bakteriologischen Prüfung der Quellwasser bei Ranna kann seine nächste Erklärung nur bei der Annahme einer nicht bloß durch Sedimentation allein, sondern wesentlich durch natürliche Bodenfiltration bewirkte Reinigung der Versitzwasser im vollen Maße finden.

Wie wiederholt betont wurde, ergibt sich die Notwendigkeit bei der immerhin geringen Wasserdurchlässigkeit des vorherrschenden Gesteins, des Dolomits an sich, bei dem raschen Versitzen auch der reichlichsten Niederschläge und der reichen Schüttung der Quellen, besondere Leitwege für die berginnen verkehrenden Wasser anzunehmen. Diese Wasserwege, wie schon öfter hervorgehoben, sowohl als ursprüngliche Schichtfugen, wie namentlich als tektonische Sprünge und Klüfte vorhanden, sind im Lauf der Zeit jedenfalls hauptsächlich nach Maß der örtlichen Durchströmung, teils rein mechanisch, vorwiegend aber durch die lösende Kraft des Wassers ganz bedeutend, ja selbst zu großen Höhlungen erweitert worden.

Wenn nun das Versitzwasser in diesem, freilich weit ausgedehnten Netz von engzusammenhängenden Hohlräumen sich durchweg frei bewegen könnte, dann wäre auf keinen Fall ein stets klares, noch weniger ein keimfreies Quellwasser zu erwarten, wie es laut Befund tatsächlich dem Boden bei Ranna entquillt.

Die eben berührten Tatsachen finden jedoch in folgender Überlegung eine genügende Erklärung.

Mit dem Eintritt der Versitzwasser in die dauernd zusammenhängende Wassermasse über der Stauschicht ist seine Bewegungsfähigkeit und somit seine Tragkraft ganz bedeutend gemindert worden.

Als Fallwasser im klüftigen Gebirge von größerer Erosionskraft, tritt es nun in die meist träge den Quellpunkten zuströmende Untergrund-Wasserwelle. Alle mechanisch mitgerissenen Bodenteile, als welche die leicht beweglichen Sande und Tone der Oberflächenschichten vor allem in Betracht kommen, gelangen zum Absatz und erfüllen zum großen Teil die gangbarsten Hohlräume, namentlich an der Grenze von Versitz- und Speicherraum.

Mit Vorbedacht sind die „gangbarsten Hohlräume“ genannt, denn hier im Bereich des Wechsels der Untergrund-Wasserstände und an der unteren Grenze der Hauptverdunstungszone wäre es leicht verständlich, wenn engere Kanäle oder gar Haarspalten im Gestein von den Ausscheidungen und Rückständen der kapillar aufgesogenen oder zurückgehaltenen und sodann verdunsteten Netzwasser vielfach geschlossen würden und nürmehr die weiteren Klüfte dem Wasser den Durchgang gewährten. Sind diese nun, außer mit den häufigen Abbröckelungen des vielfach leicht sandig zerfallenden Dolomites oder seiner Lösungsrückstände, noch von einem Gemenge der erwähnten abgeschlämmten Sande und Tone erfüllt, so stellen sie unter Umständen ein so vollkommenes natürliches Filter dar, daß selbst dem kleinsten bis jetzt als gesundheitsschädlich erkannten Lebewesen der Durchgang verwehrt wird.

Die aber unter diesen Umständen erforderliche Verdunstungsgelegenheit verlangt eine erste dauerndere Ansammlung der Versitzwasser nahe der Oberfläche, die nur durch einen stark verzögerten, d. i. gehemmten Abzug nach unten, in tiefere Gesteinslagen dargeboten erscheint.

Da jedoch nicht anzunehmen ist, daß die, wie erläutert wurde, vorwiegend tektonisch vorgebildeten Leiträume unterhalb der wirksamen Verdunstungszone sich plötzlich im gegebenen Maße verengen, so muß eine andere Ursache vorliegen, die jene Hemmung bewirkte.

Das hervorragend günstige Ergebnis der bakteriologischen Prüfung der Quellwasser bei Ranna kann seine nächste Erklärung nur bei der Annahme einer nicht bloß durch Sedimentation allein, sondern wesentlich durch natürliche Bodenfiltration bewirkte Reinigung der Versitzwasser im vollen Maße finden.

Wie wiederholt betont wurde, ergibt sich die Notwendigkeit bei der immerhin geringen Wasserdurchlässigkeit des vorherrschenden Gesteins, des Dolomits an sich, bei dem raschen Versitzen auch der reichlichsten Niederschläge und der reichen Schüttung der Quellen, besondere Leitwege für die berginnen verkehrenden Wasser anzunehmen. Diese Wasserwege, wie schon öfter hervorgehoben, sowohl als ursprüngliche Schichtfugen, wie namentlich als tektonische Sprünge und Klüfte vorhanden, sind im Lauf der Zeit jedenfalls hauptsächlich nach Maß der örtlichen Durchströmung, teils rein mechanisch, vorwiegend aber durch die lösende Kraft des Wassers ganz bedeutend, ja selbst zu großen Höhlungen erweitert worden.

Wenn nun das Versitzwasser in diesem, freilich weit ausgedehnten Netz von engzusammenhängenden Hohlräumen sich durchweg frei bewegen könnte, dann wäre auf keinen Fall ein stets klares, noch weniger ein keimfreies Quellwasser zu erwarten, wie es laut Befund tatsächlich dem Boden bei Ranna entquillt.

Die eben berührten Tatsachen finden jedoch in folgender Überlegung eine genügende Erklärung.

Mit dem Eintritt der Versitzwasser in die dauernd zusammenhängende Wassermasse über der Stauschicht ist seine Bewegungsfähigkeit und somit seine Tragkraft ganz bedeutend gemindert worden.

Als Fallwasser im klüftigen Gebirge von größerer Erosionskraft, tritt es nun in die meist träge den Quellpunkten zuströmende Untergrund-Wasserwelle. Alle mechanisch mitgerissenen Bodenteile, als welche die leicht beweglichen Sande und Tone der Oberflächenschichten vor allem in Betracht kommen, gelangen zum Absatz und erfüllen zum großen Teil die gangbarsten Hohlräume, namentlich an der Grenze von Versitz- und Speicherraum.

Mit Vorbedacht sind die „gangbarsten Hohlräume“ genannt, denn hier im Bereich des Wechsels der Untergrund-Wasserstände und an der unteren Grenze der Hauptverdunstungszone wäre es leicht verständlich, wenn engere Kanäle oder gar Haarspalten im Gestein von den Ausscheidungen und Rückständen der kapillar aufgesogenen oder zurückgehaltenen und sodann verdunsteten Netzwasser vielfach geschlossen würden und nurmehr die weiteren Klüfte dem Wasser den Durchgang gewährten. Sind diese nun, außer mit den häufigen Abbröckelungen des vielfach leicht sandig zerfallenden Dolomites oder seiner Lösungsrückstände, noch von einem Gemenge der erwähnten abgeschlammten Sande und Tone erfüllt, so stellen sie unter Umständen ein so vollkommenes natürliches Filter dar, daß selbst dem kleinsten bis jetzt als gesundheitsschädlich erkannten Lebewesen der Durchgang verwehrt wird.

Nur diesem vielfachen und weitverzweigten, doch noch wasser-durchlässigen Verschluß der Zufuhrwege mit vorweg mineralischen Sinkstoffen ist die Reinheit der Quellwasser bei Ranna aller Wahrscheinlichkeit nach allein zu danken.

Nur so erklärt sich dann ungezwungen, daß bei verzögerter endlicher Aufstapelung des tieferen Grundwassers ein großer Teil der Verdunstung verfällt, daß Gegensätze in den Niederschlagsmengen, laut bauamtlichem Bericht, erst nach zwei Monaten sich in der Schüttung voll äußern, und vor allem erklärt sich so die stetige Nachhaltigkeit, und es sei nochmals betont, die Reinheit der Quellwasser.

Im Anschluß mag nicht unerwähnt bleiben, daß der gelegentlich der Deutung der Wasseranalyse für fast rein erdalkalische Wasser ungewöhnlich hoch befundene Kieselsäuregehalt und der hieraus gefolgerte innigere Kontakt mit reichlicher vorhandenem tonigem Material nach obigem nunmehr keiner weiteren Erklärung und Begründung bedarf.

Schlußfolgerungen.

Lag bislang das Ziel vor, aus einer immerhin noch beschränkten Bodenkenntnis und aus dem bekannt gewordenen Verhalten der Quellen heraus, ein ungefähres Bild ihrer Entstehung und ihres gegenwärtigen Bestandes nach physikalischer und chemischer Seite hin zu erhalten, so gilt es zum Schluß, die Anwendung des Vor-gebrachten zu suchen. Sie wird im ganzen in der Antwort auf folgende Fragen enthalten sein: Wie sind die Quellen bezüglich ihres Ursprungsbodens bestens zu nützen, wie vor etwaiger Gefährdung zu schützen?

Als Hauptvorzüge der Quellwasser von Ranna sind ihre Reinheit und Er-giebigkeit zu nennen. In beiden Eigenschaften als voll befriedigend befunden, könnte eigentlich die nächste Sorge nur auf die Erhaltung dieser Vorzüge gerichtet sein. Die beste Bürgschaft hierfür läge in dem möglichst Unverändertbleiben ihres Nährbodens und dessen organischer Schutzdecke, dem Wald, selbstverständlich unter Ausschluß jener Änderungen, vorweg Bodeneingriffe, die an und nahe den Quellen zu deren Nutzen zunächst für notwendig erachtet werden. Damit soll nicht gesagt sein, daß an den Quellen selbst weder qualitativ noch quantitativ auch durch aus-greifendere Maßnahmen irgend etwas zu bessern wäre.

Bei einer möglichen und zugleich ratsamen Fassung der Quellzüge im Berginnern, über dem jetzigen Austrittsniveau, würde sich nicht bloß die Tem-peratur und mit ihr der Gasgehalt des Wassers günstiger gestalten lassen. Durch Ausschaltung der nächsten, kürzesten und seichtesten Zuflüsse würde, wenn nicht die Reinheit der Quellen unter den bestehenden Verhältnissen an sich, doch die Sicherheit vor etwa drohenden künftigen Verunreinigungen nur vermehrt werden. Ebenso könnten nach außen abzweigende, sonst verloren gehende einwandfreie Zu-flüsse der Sammelleitung einverleibt und die Schüttung dergestalt auf ein mög-liches Maximum gebracht werden.

Leider liegen für die Hauptquellen, jene am Haselhof, die Verhältnisse in dieser Hinsicht nicht besonders günstig. Als im letzten Verlauf aufsteigende Quellen, führen ihre nächsten Zuflußadern der Tiefe zu und im Verfolge derselben könnte, ganz abgesehen von dem Verlust an Ableitungsgefälle, weder in Bezug auf Temperatur und Gasgehalt noch an Schüttung kaum viel gewonnen werden. Der Versuch aber, die doch schließlich bergseits abwärts bewegten Wasserzüge über dem jetzigen Austritt und quer zur Strömungsrichtung mit Stollen-Aufschlüssen zu

Nur diesem vielfachen und weitverzweigten, doch noch wasser-durchlässigen Verschluß der Zufuhrwege mit vorweg mineralischen Sinkstoffen ist die Reinheit der Quellwasser bei Ranna aller Wahrscheinlichkeit nach allein zu danken.

Nur so erklärt sich dann ungezwungen, daß bei verzögerter endlicher Aufstapelung des tieferen Grundwassers ein großer Teil der Verdunstung verfällt, daß Gegensätze in den Niederschlagsmengen, laut bauamtlichem Bericht, erst nach zwei Monaten sich in der Schüttung voll äußern, und vor allem erklärt sich so die stetige Nachhaltigkeit, und es sei nochmals betont, die Reinheit der Quellwasser.

Im Anschluß mag nicht unerwähnt bleiben, daß der gelegentlich der Deutung der Wasseranalyse für fast rein erdalkalische Wasser ungewöhnlich hoch befundene Kieselsäuregehalt und der hieraus gefolgerte innigere Kontakt mit reichlicher vorhandenem tonigem Material nach obigem nunmehr keiner weiteren Erklärung und Begründung bedarf.

Schlußfolgerungen.

Lag bislang das Ziel vor, aus einer immerhin noch beschränkten Bodenkenntnis und aus dem bekannt gewordenen Verhalten der Quellen heraus, ein ungefähres Bild ihrer Entstehung und ihres gegenwärtigen Bestandes nach physikalischer und chemischer Seite hin zu erhalten, so gilt es zum Schluß, die Anwendung des Vorgebrachten zu suchen. Sie wird im ganzen in der Antwort auf folgende Fragen enthalten sein: Wie sind die Quellen bezüglich ihres Ursprungsbodens bestens zu nützen, wie vor etwaiger Gefährdung zu schützen?

Als Hauptvorzüge der Quellwasser von Ranna sind ihre Reinheit und Er giebigkeit zu nennen. In beiden Eigenschaften als voll befriedigend befunden, könnte eigentlich die nächste Sorge nur auf die Erhaltung dieser Vorzüge gerichtet sein. Die beste Bürgschaft hierfür läge in dem möglichst Unverändertbleiben ihres Nährbodens und dessen organischer Schutzdecke, dem Wald, selbstverständlich unter Ausschluß jener Änderungen, vorweg Bodeneingriffe, die an und nahe den Quellen zu deren Nutzen zunächst für notwendig erachtet werden. Damit soll nicht gesagt sein, daß an den Quellen selbst weder qualitativ noch quantitativ auch durch ausgreifendere Maßnahmen irgend etwas zu bessern wäre.

Bei einer möglichen und zugleich ratsamen Fassung der Quellzüge im Berginnern, über dem jetzigen Austrittsniveau, würde sich nicht bloß die Temperatur und mit ihr der Gasgehalt des Wassers günstiger gestalten lassen. Durch Ausschaltung der nächsten, kürzesten und seichtesten Zuflüsse würde, wenn nicht die Reinheit der Quellen unter den bestehenden Verhältnissen an sich, doch die Sicherheit vor etwa drohenden künftigen Verunreinigungen nur vermehrt werden. Ebenso könnten nach außen abzweigende, sonst verloren gehende einwandfreie Zuflüsse der Sammelleitung einverleibt und die Schüttung dergestalt auf ein mögliches Maximum gebracht werden.

Leider liegen für die Hauptquellen, jene am Haselhof, die Verhältnisse in dieser Hinsicht nicht besonders günstig. Als im letzten Verlauf aufsteigende Quellen, führen ihre nächsten Zuflußadern der Tiefe zu und im Verfolge derselben könnte, ganz abgesehen von dem Verlust an Ableitungsgefälle, weder in Bezug auf Temperatur und Gasgehalt noch an Schüttung kaum viel gewonnen werden. Der Versuch aber, die doch schließlich bergseits abwärts bewegten Wasserzüge über dem jetzigen Austritt und quer zur Strömungsrichtung mit Stollen-Aufschlüssen zu

fassen, scheint schwierig und auch nicht von vornherein mit aller Sicherheit den gewollten Erfolg verheißend. So wäre immer zu erwägen, ob nicht die Gefahr bestünde, durch solch tiefe Eingriffe den hier besonders verwickelt scheinenden, von außen unkontrollierbaren Vorgang der Quellbildung, durch Störung des nach undenkbar langen Zeiträumen endlich erreichten, sozusagen Gleichgewichtszustandes, wesentlich zu schädigen. Es sei bloß an den Druck, unter welchem diese Wasser stehen und an die unleugbare Bedeutung mancher Spaltenausfüllung für die Reinheit der Quellwasser erinnert.

Im Sinne vorstehender Erwägungen scheint auch von technisch leitender Seite vorläufig nur eine Sanierung der näheren Quellumgebung geplant, der sich dann eine gefahrlose sondierende Fassung der äußeren Quellzüge anschließen kann, zum Nutzen des ferneren als notwendig erachteten Ersatzes der natürlichen durch Kunstleitungen.

Was schließlich den dauernden ferneren Schutz der Quellen anlangt, so wäre für die Quellorte selbst das nötigste schon berührt oder doch aus dem bisher Gesagten leicht abzuleiten.

In guter Hut stehen aber die weiten Strecken, die den Quellen als dienstbar gelten müssen. Der herrschende, zudem vorwiegend staatliche Wald, die spärliche Besiedelung bilden die sicherste Gewähr, daß in absehbarer Zeit weder die Natur, noch menschliches Handeln **jene tiefer eingreifenden Veränderungen** weder an der äußeren Gestaltung **des Nährbodens**, noch an seiner Masse herbeiführen werden, die als nächste und größte Gefahr für den bezeichneten guten Bestand der Quellen gelten können.

So steht zu erwarten, daß, so lange der Regen in gleicher Fülle die spendende Erde netzt, der Born zu Ranna noch fernen Geschlechtern Nürnbergs zum Heil, gleich rein und reichlich weiter fließe.



Übersichtskarte des Quellgebietes bei Ranna.

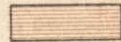


Erklärung.

Frankendolomit als Grundgebirge:



Albüberdeckung einschließlich der jüngeren Sande, Kiese u. Lehme:



Veldensteiner Sandstein.



Lose Sande u. Kiese.



Letten u. Lehme.

Quellpunkte.

Erdfälle.

Grenze des Schutzgebietes für die Quellen bei Ranna.