

Geologisch-petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teil der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein a. d. Donau.

Von H. Limbrock.

(Mit 8 Textfiguren.)

Das in nachstehendem zu besprechende, von der Donau durchbrochene und prächtig erschlossene Gebiet bildet mit dem niederösterreichischen Waldviertel eine geologische Einheit.

Während nun letzteres durch die langjährigen Arbeiten Beckes und seiner Schüler, sowie durch die Forschungen F. E. Sueß an der Grenze gegen das von ihm benannte Moravikum in geologisch-petrographischer Hinsicht so gut bekannt ist wie wenige kristaline Areale unserer Erde, kann bei weitem nicht das gleiche gesagt werden von dem Gebiete weiter nach Westen bis zum Granitbatholithen Donau-Moldau-Wasserscheide.

Wohl berichtet F. E. Sueß an verschiedenen Stellen, vornehmlich in seinem „Bau und Bild von Böhmen“ über diese, wie er sie nennt, Zone biotitreicher Gneise, doch nur im allgemeinen und in großen Zügen. Von eingehenden Beobachtungen dagegen liegt außer unserer unlängst erschienenen Arbeit über Granulitvorkommen in dieser Gegend (27) und einer kleinen Schrift von untergeordneter Bedeutung von Klaes (22) über einige Ganggesteine aus dem Lojatal¹⁾ kaum etwas vor, es sei denn, daß man die überaus interessanten, anscheinend so wenig beachteten Spezialuntersuchungen Hinterlechners (13) in der nördlichen Fortsetzung unseres Gebietes, besonders in der Gegend von Deutschbrod, hierin rechnen will.²⁾

Unsere Gegend darf somit in geologisch-petrographischer Beziehung als ein noch jungfräuliches Gebiet betrachtet werden, und als ein vielversprechendes Feld wissenschaftlicher Betätigung, das sicher noch reiche Früchte geologischer und petrographischer Erkenntnis zeitigen wird.

Wenn wir nun versuchen, die auf drei- bis vierwöchigen Erkundigungstouren gemachten Beobachtungen zusammenzustellen — ein Teil derselben wurde in unserer Granulararbeit wiedergegeben — so brauchen wir nicht erst zu erklären, daß es sich dabei um keine erschöpfende Darstellung der geologisch-petrographischen Verhältnisse handeln kann, zumal wenn man im Auge behält, daß im Waldviertel jahrzehntelang

1) Leider sind die derzeitigen Aufschlüsse im Lojatal wieder verschüttet und verwachsen, so daß eine Nachprüfung nicht möglich war. Auf einige Fehler in der Beobachtung werden wir zu sprechen kommen.

2) Becké berichtet noch in einer Notiz über einen von Pichler gefundenen Granophyr (3).

gearbeitet werden konnte, ohne daß dadurch das Gebiet, sowohl was Einzelheiten als auch was Problemstellung angeht, erschöpft wurde. Was wir vor allem bei unserer Darstellung bezwecken, ist, die gemachten Einzelbeobachtungen zu einem hinreichend übersichtlichen Bilde zu vereinigen, das uns nicht nur in den Stand setzt, die Genesis unseres Gebietes zu verfolgen, sondern auch erkennen läßt, wie sich dasselbe organisch in den Rahmen dessen einfügt, was man als böhmische Masse zu bezeichnen gewohnt ist.

I. Der Granitbatholith der Donau-Moldau-Wasserscheide.

Unter den zahlreichen Granitaufbrüchen innerhalb der böhmischen Masse steht seiner Größe und Bedeutung nach mit an erster Stelle der sogenannte muldanubische Batholith, der sich von Windig Jenikau in Mähren in fast nordsüdlicher Richtung bis an die Donau hinzieht. Hier biegt er bei Sarmingstein nach der bisherigen Auffassung um nach West-Nord-West, wo er sich über Oberösterreich und den südlichen Bayrischen Wald bis in die Gegend von Regensburg erstreckt. Daß dieser Granitbatholith aber keine einheitliche Masse darstellt, wenigstens nicht an der Oberfläche, war eigentlich schon längst bekannt, wird er doch an zahlreichen Stellen durch Einschaltungen von Gneis unterbrochen. Für den südlichen Bayrischen Wald haben neuestens Cloos und seine Mitarbeiter unzweifelhaft dargetan, daß dort der Granit, sowohl was seine Mächtigkeit als auch was seine Lagerungsform angeht, absolut nichts mehr mit einem Batholithen gemein hat und man darf äußerst gespannt sein, was diesbezügliche planmäßigere Untersuchungen in der weitem Umgebung unseres Gebietes an neuen Kenntnissen zutage fördern werden. Das gleiche gilt auch von den vielen kleineren und größeren Granitmassen in dem weiten Raume zwischen dem mittelböhmischem und dem Eisengebirge im Westen und Norden einerseits und der moravischen Zone im Osten anderseits, die wahrscheinlich alle gleichen Alters und einheitlicher Entstehung sind.

In der Gegend von Sarmingstein nun scheinen die Verhältnisse ziemlich einfach zu liegen. Durch den tiefen Einschnitt der Donau, die zwischen Grein und Sarmingstein im berühmten und von den Schiffern früher so gefürchteten Strudel in der Hauptsache von Westen nach Osten fließt, ist der Granit gut aufgeschlossen, während durch den Bau der Donauuferbahn frisches Gestein in Menge angeschnitten wurde; was wir hier finden, sind zwei Arten von Granit, der eine, ältere, ist ein porphyrischer, der andere, jüngere, ein normalkörniger.

I. Der Kristallgranit.

Die Hauptmasse des Gesteins bildet ein äußerst großporphyrisch ausgebildeter Kristallgranit mit großen Kalifeldspaten, meist Karlsbader Zwillingen, die bis zu 14 cm messen. Die Grundmasse ist dementsprechend nicht grobkörnig zu nennen; sie ist vielfach sehr normal. Gegen den Rand zu werden die porphyrischen Einsprenglinge kleiner und seltener und verschwinden stellenweise fast ganz. Das Gestein hat dann im frischen Zustande einen schwachbläulichen Ton. Seitliche Druckwirkungen,

die sich etwa durch parallele Einstellung der Kristalle bemerkbar machten, wurden nicht wahrgenommen. Wo sich so etwas wie Paralleltexur zeigt, die vereinzelt bis zur Flasergranitbildung geht, scheint sie, wie wir noch sehen, anderen Ursachen ihre Entstehung zu verdanken. Zu letzterer Auffassung kommt man vor allem durch die Betrachtung der randlichen Mischzonen zwischen Hirschenau und Isperdorf, die den konkordanten Kontakt gegenüber den Schiefergneisen bilden; desgleichen durch das Studium großer, im Granit schwimmender Schieferschollen, die selbst stark mit granitischem Material durchdrängt sind und in deren Umgebung der Kristallgranit oft eigentümlich dunkel und schlierig wird.

Auffallend ist das verhältnismäßig sehr seltene Auftreten von aplitischen und pegmatitischen Adern und Gängen innerhalb des Massivs, während darin die lamprophyrischen Spaltungsgesteine, wenigstens in dem in Rede stehenden Gebiet, gänzlich zu fehlen scheinen. Das ist um so beachtenswerter, als gang- und lagerförmig auftretende Gesteine saurer und basischer Natur in den anschließenden Schieferzonen, wie wir noch sehen werden, eine außerordentliche große Verbreitung haben.

Die mikroskopische Untersuchung des Kristallgranits ergab im wesentlichen folgendes Bild: bei mittelkörniger Struktur nimmt an der Zusammensetzung teil Biotit, Plagioklas, Quarz und wenig Kalifeldspat. Der Biotit, von gelber bis brauner Farbe, enthält als Einschlüsse Apatit und Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Letztere Mineralien finden sich neben etwas Eisenerz als kleine Kriställchen auch sonst im Gestein. Öfters ist der Biotit in parallelen Streifen zu Chlorit umgewandelt, teilweise mit Ausscheidung Titanit.

Der Plagioklas kommt in zwei Generationen vor, indem kleinere Kristalle von wenig stärkerer Lichtbrechung und ganz verschiedener Orientierung von größeren Kristallen umschlossen werden. Durch Vergleich der Lichtbrechung mit Canadabalsam und Quarz sowie durch die Auslöschungsschiefe von $15^\circ \perp a$ gibt er sich als Oligoklas-Andesin zu erkennen. Vereinzelt findet man auch Kristalle mit etwas basischerem Kern. Auffällig sind nicht selten auftretende myrmekitartige Verwachsungen von zwillingslamelliertem Plagioklas mit Quarz, ähnlich denen, wie Schwenkel sie aus den Eruptivgneisen des Schwarzwaldes abbildet, die in keiner Beziehung zum Kalifeldspat zu stehen scheinen. Die Quarzeinschlüsse nehmen auch wohl die Form von mikropegmatitischen oder schriftgranitischen Verwachsungen an. Die letzte Ausfüllung bildet der Quarz, der des öfteren Druckwirkungen erkennen läßt, während Kalifeldspat im Schliff nur spärlich auftritt. Es hat den Anschein, als ob die Kalifeldspatsubstanz bei der Bildung der großen Einsprenglinge bereits verbraucht war. Darauf deutet das reichlichere Vorkommen dieses Minerals in der Grundmasse der oft beinahe rein körnigen Gesteine der Randzone, in denen, wie bereits erwähnt, die Einsprenglinge manchmal fast ganz verschwinden, an deren Zugehörigkeit zum Hauptgestein aber wegen der zu beobachtenden Übergänge nicht gezweifelt werden kann. Durch diese Zunahme des Mikroklin sowie durch das vereinzelt Erscheinen von primärem Muskovit leiden sie über zu den unter ganz anderen Bedingungen auftretenden körnigen Graniten.

2. Der körnige Granit.

Dieser Granit von mittlerer Form ist bestimmt jünger als der besprochene Kristallgranit. Das nicht sehr quarzreiche Gestein mit ziemlich gleichmäßig verteiltem Glimmer ist licht und hat in frischem Zustande einen schwach bläulichen Ton. Beide Glimmer kommen darin vor, obwohl der Kaliglimmer makroskopisch nicht besonders auffällt. Gewöhnlich bildet dieser Granit nur mehr oder weniger mächtige Gänge. Sie scheinen von Kluftsystemen unabhängig zu sein, da sie sich in meist gewundenen Formen bald horizontal hinziehen, bald schräg oder gar steil emporsteigen. Manchmal zeigen sie gegen den Kristallgranit ein pegmatitisches Salband. Dergleichen Gänge kann man des öfteren beobachten an den schönen Aufschlüssen längst der Donauuferbahn. An einer Stelle, auf der Höhe nördlich von Sarmingstein, tritt dieser Granit in größeren Massen auf, und wird hier als Pflasterstein abgebaut. Manchmal führt er als Einschlüsse kleinere und größere Brocken des Kristallgranites sowie eines Flasergranites mit größeren, oft zu Augen ausgezogenen Feldspaten, wie er sonst in dieser Ausbildung nicht beobachtet wurde. Eigentümlich scharf ausgebildete, mehr oder weniger horizontal und senkrecht dazu verlaufende Klüfte sind mit einem dünnen pegmatitischen Belage bekleidet.

Im Dünnschliff zeigt dieser Granit eine rein körnige, kaum irgendwie gestörte Struktur.

Der Kalifeldspat, der mit Quarz die letzte Ausfüllung bildet, ist Mikroklin mit sehr schöner Gitterlamellierung. In untergeordnetem Maße macht sich eine unregelmäßige perthitische Verwachsung mit Plagioklas bemerkbar. Da der Mikroklin zum großen Teil mit Quarz zugleich auskristallisierte, so umschließt er wie dieser die übrigen Mineralien, die zum Teil darin schwimmen. Feine Quarzstengel deuten eine schwache schrittgranitische Verwachsung an. Randlich tritt in ziemlich reichem Maße eine sehr zarte Myrmekitbildung auf, während eingeschlossene Plagioklase oft ganz von Quarzstengeln durchwachsen sind. Sie mögen die im Schnitt getroffenen randlichen Partien des Plagioklases gegen den Mikroklin darstellen.

Der Quarz, der gegenüber dem Mikroklin an Menge zurückzutreten scheint, ist klar und schwach undulös. Er bildet gewöhnlich größere zusammenhängende Partien, die aber durch Druck zerlegt und in sich wieder verzahnt sind.

Der Plagioklas ist gewöhnlich zonar gebaut. Bald gehen die einzelnen Zonen kontinuierlich ineinander über, bald lassen sie auch schärfere Absätze erkennen, die sich durch Unterschiede in der Lichtbrechung bemerkbar machen. Nach verschiedentlichen Messungen an gut orientierten Schnitten *a* und *c* besteht der Kern aus Oligoklas-Andesin, während der Rand bis zum Albit reicht. Die albitreichen äußeren Zonen sind besonders gegen Mikroklin unregelmäßig begrenzt. Im Innern sind die Kristalle oft getrübt durch Ausscheidung von Glimmer- und Epidotmineralien, wobei die ersteren manchmal bestimmte Richtungen bevorzugen.

Der Biotit, mit Pleochroismus von dunkelbraun bis schwach grünlichgelb, ist häufig parallel verwachsen mit Chlorit, wahrscheinlich als

Produkt einer Umwandlung längs den Spaltflächen, wofür die Ausscheidung von Titanit spricht. Daneben scheint auch Baueritisierung vorzukommen, wenn man nicht an parallele Verwachsungen mit Muskovit denken will.

Der Muskovit, welcher gegenüber dem dunklen Glimmer zurücktritt, formt meistens gedrungene Kristalle. Dieselben ragen nicht selten in den Biotit hinein, was auf eine ziemlich gleichzeitige Bildung schließen läßt.

Als Nebengemengteile kommen die gewöhnlichen vor, Apatit, Zirkon und wenig Eisenerz.

Danach ist das mikroskopische Strukturbild das folgende: Nach Ausscheidung der Übergemengteile bildeten sich Biotit und Muskovit, die die ersteren einschließen. Darauf folgt der Plagioklas, der anfangs andesinreicher zur Ausscheidung kam, aber allmählich immer saurer wurde, bis in den unregelmäßigen Randzonen die Plagioklassubstanz verbraucht war. Die Plagioklasse waren im wesentlichen bereits fertig, als der Mikroklin kristallisierte. Ihm folgte sogleich der Quarz, der mit ihm zusammen die Ausfüllung bildet, während die Myrmekitbildung in die letzten Stadien der Verfestigung fallen mag.

In welchem genetischen Verhältnis dieser körnige Granit zum Kristallgranit steht, ob er vielleicht aufzufassen ist als mehr oder weniger gleichwertiger, unter andern physikalischen Bedingungen erstarrter Nachschub, ist nicht sicher auszumachen. Die Ähnlichkeit zwischen diesem und der nicht porphyrischen Abart des Kristallgranits scheint für eine genetische Verwandtschaft zu sprechen. Jedenfalls war der Kristallgranit noch heiß, so heiß, daß sich noch keine orientierten Klüfte bilden konnten und die Kristallisation des körnigen Granits sich auch in den weniger mächtigen Gängen kaum anders vollzog, als in der größeren, oben besprochenen Masse.

Eigentlich sollte sich an die Besprechung des Granits sogleich die der Mischgesteine anschließen, geht doch die innige Vermengung von Granit und Schiefer in den Randzonen teilweise so weit, daß man solche Gesteine als durch magmatische Spaltung entstandene fazielle Ausbildung des Granits ansehen möchte, wenn nicht die beobachteten Verhältnisse zu anderen Erklärungen drängten. Wir ziehen es daher vor, dieselben bei der Behandlung der Gneise zur Sprache zu bringen.

3. Die Ganggranite.

Unter Ganggraniten verstehen wir hier im allgemeinen sehr feinkörnige Granite, wie man sie nicht selten in den Schiefergneisen findet, die sich an den konkordanten Granitkontakt anschließen. Man beobachtet sie bis nach Weins, d. i. etwa 4 bis 5 Kilometer von der Grenze des Massivs, während sie darüber hinaus donauabwärts, wenigstens in dieser Ausbildung nicht mehr vorzukommen scheinen.

Abgesehen von dem feineren Korn unterscheiden sich diese Granite auch mikroskopisch betrachtet wenig von den oben besprochenen körnigen. Hier wie dort mehr oder weniger dieselbe mineralogische Zusammensetzung mit beiden Glimmern, Mikroklin und starker Myrmekitbildung, während der Plagioklas ein wenig saurer zu sein scheint und

die Druckwirkungen am Quarz zum Teil auch am Feldspat sich etwas stärker bemerkbar machen.

Von welchem Granit die besprochenen Gesteine die in die Gneiszone übergreifenden Apophysen bilden, ob von dem Kristallgranit oder von dem jüngern gleichmäßig körnigen, wird schwer zu entscheiden sein. Nach den obengeschilderten Verhältnissen wäre beides möglich. Wenn man sich jedoch die Tatsache vor Augen hält, daß sie die Injektionsgneise, die sie des öfters quer durchsetzen, bereits gebildet vorfinden, so möchte man sich für den jüngeren Granit entscheiden.

Von den besprochenen Ganggraniten verschieden, treten in weiterer Entfernung von der Massivgrenze granitähnliche Gangbildungen auf, die schon zu den Spaltungsgesteinen zu rechnen sind. Da sie mit Alsbachiten in Verbindung stehen, bzw. in solche übergehen, so sollen sie mit diesen behandelt werden.

4. Das granitische Ganggeföge.

Auf den Gegensatz zwischen dem Granitmassiv und der anschließenden Gneiszone in bezug auf das gangförmige Auftreten von Produkten der magmatischen Spaltung wurde bereits hingewiesen: außerordentliche Armut oder gänzlich Fehlen dort, demgegenüber hier eine um so größere Verbreitung und Mannigfaltigkeit in chemischer sowohl als auch in struktureller Ausbildung.¹⁾ Und wenn auch zugegeben werden muß, daß bestimmte Gesteinstypen gewisse Zonen innerhalb der Gneisformation bevorzugen und daß zweifellos gegen das Granitmassiv eine Zunahme der Ganggesteine nicht zu verkennen ist, so steht es doch ebenso fest, daß dieselben Gesteine, die in unserem Gebiet vorkommen, noch weit entfernt von der oberflächlichen Grenze des Granits angetroffen werden. Man findet sie nämlich bis zur Grenze gegenüber dem Moravikum, das ist im Kamptal (7, S. 212).

5. Die aplitischen und pegmatitischen Gesteine.

Die ältesten sowohl als auch die quantitativ bedeutendsten granitischen Spaltungsprodukte stellen ohne Zweifel die aplitisch-pegmatitischen Gesteine dar. Sie treten selten in irgendwie mächtigen Gängen als Kluffüllung auf. Dafür durchschwärmen sie förmlich die ganze weite Gneiszone in unzähligen kleineren und größeren Adern (Adergneise) und allerfeinsten Äderchen (Mischgneise). Wo nur bei den tektonischen Vorgängen, welche die Intrusion begleiteten, eine kleine Lücke sich auftat, eine Schichtfuge sich ablöste, oder eine Gleitfläche sich formte, da drang das äußerst leicht bewegliche und unter hohem Druck stehende wasser- und gasreiche saure Magma nach und erfüllte auch die winzigsten Zwischenräume. Dieser Vorgang läßt sich immer wieder im großen wie im kleinen verfolgen. Oft kann man sehen, wie pegmatitische Gänge auf Klüften des Schiefergesteins aufsteigen, um sich von hier aus seitlich in tausend und aber tausend von dünnen Lagen und Schnüren auf den Schichtflächen zu verzweigen. Auch perl-

¹⁾ Auch Himmelbauer bringt die Ganggesteine, die innerhalb des Gföhler Gneises auftreten, mit dem Granitmassiv in Verbindung (7, S. 225).

schnurartige Bildungen im Gestein, dadurch entstanden, daß sich in den feinem Adern Feldspatindividuen zu Augen erweitern, gewahrt man nicht selten. Wo das Gestein trotz seitlichen Druckes wohl eine Fassung, aber keine ausgesprochenen Schieferungsflächen aufweist, wie es bei manchen biotitreichen Schiefen der Fall zu sein pflegt, dringt der Aplit in mehr oder weniger parallelen, haar- und stengelförmigen Apophysen ein, so daß z. B. dasselbe Handstück beim Anschneiden oder Anschleifen sein Bild ständig ändert. Am unregelmäßigsten sind naturgemäß die aplitischen Injektionen in den massigen Gesteinen, älteren Gabbros u. dgl. Manchmal folgen Pegmatitgänge den Schicht- oder Schieferungsflächen, wo sie weniger Gelegenheit haben, sich zu verzweigen. Dann sind sie meist ziemlich grobkörnig ausgebildet, oft mit größeren Kristallen von Turmalin und Biotit.

Im übrigen hat Reinhold diese Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendstiefen des Gföhler Gneises, wo sie trotz der beinahe 30 km Entfernung von der Granitgrenze sicher ebenso schön zu beobachten sind als in dem in Rede stehenden Gebiet, so eingehend und gründlich beschrieben, daß man seinen Ausführungen sicher nichts Wesentliches hinzuzufügen braucht.

Ob, wie Reinhold darzutun sucht, ein Teil der Pegmatite relativ jüngerer Entstehung ist, konnte bei uns nicht festgestellt werden. Jedenfalls ist das eine sicher, das alle übrigen granitischen Spaltungsgesteine die gewaltige Menge der aplitisch-pegmatitischen Injektionen bereits erstarrt voranden, da sie dieselben gewöhnlich quer abschneiden.

Die Möglichkeit, daß, wie F. E. Sueß will, wenigstens ein Teil der aplitischen Adern in den Geisen als Wiederausscheidung von Auslaugungsprodukten zu betrachten ist, muß man ohne weiteres zugeben, wengleich es schwer halten dürfte, dafür einen sicheren Beweis zu erbringen, wo andere Erklärungsgründe näher liegen (37, S. 548).

II. Die eigentlich gangförmig auftretenden granitischen Spaltungsgesteine.

Vereinzelt auftretender gangförmiger aplitisch-pegmatitischer Bildungen wurde bereits Erwähnung getan. Ebenso wurden gewisse Ganggranite angeführt, die sich chemisch kaum von ihrem Muttergestein unterscheiden werden. Worum es sich hier handelt, das sind die eigentlichen Ganggesteine im Sinne Rosenbuschs, deren Charakter als Spaltungsprodukte des Granits gerade durch die chemische Verschiedenheit auf so engem Raume klar zum Ausdruck kommt, während strukturelle und textuelle Unterschiede die wechselnden physikalischen Bedingungen während ihrer Verfestigung widerspiegeln. Ihre größte Verbreitung finden diese Gesteine anscheinend in einer etwa zehn Kilometer breiten Zone zwischen Marbach a. d. Donau und dem kleinen Orte Weins oberhalb Persenbeug. Hier sind sie des öfteren so zahlreich, daß man durchschnittlich auf mindestens zehn Meter einen Gang rechnen kann. Einen guten Einblick gewähren in dieser Beziehung die zahlreichen schönen Aufschlüsse, die man zum Teil in den verschiedenen Steinbrüchen, besonders aber längs der Donauuferbahn antrifft. Die Klüfte, auf denen diese Spaltungs-

magnen empordrängen, schwanken vielfach um die Nordostrichtung. Dieselben verlaufen gewöhnlich nicht geradlinig, und nicht selten geben sie den Gängen Gelegenheit, sich zu gabeln und zu verzweigen.

Wenn wir nun zur Besprechung der verschiedenen Gesteinstypen übergehen, so müssen wir leider gestehen, daß uns zu einer systematischen Behandlung derselben die notwendige Vorbedingung fehlte, da uns die chemische Analyse nur in äußerst beschränktem Maße zu Gebote stand. Um so mehr müssen wir es begrüßen, daß eine systematische Bearbeitung dieser Gesteine auch in chemischer Hinsicht von anderer Seite in Aussicht gestellt ist, die sicher viele neue Erkenntnisse zeitigen wird. Wir können uns somit auf eine allgemeine Darstellung beschränken, die mehr das geologische Moment in den Vordergrund rückt.

Wir teilen die hier zu besprechenden Gesteine ein in granitporphyrische im Sinne Rosenbusch, an die sich einige andere anschließen werden, die als Ganggesteine eigentlich keinen Platz haben im Rosenbusch'schen System; ferner in Lamprophyre im eigentlichen Sinne und in alsbachitisch-malchitische, die unter eigentümlichen Verhältnissen auftreten und darum eine getrennte Behandlung verdienen.

1. Die granitporphyrischen Gesteine.

Nach den aplitisch-pegmatitischen Abspaltungen scheinen zeitlich an erster Stelle die granitporphyrischen Gesteine zu kommen. Dieselben haben ihre größte Verbreitung in der Gegend von Persenbeug donauaufwärts bis Weins, wo sie besonders bei Kilometer 57 der Donauuferbahn gut aufgeschlossen sind. Auch auf den Höhen nördlich und nordwestlich von Persenbeug findet man sie häufig als aus dem Boden hervorragende Felsen. Östlich wurden sie über Loja hinaus typisch nicht mehr beobachtet, obwohl sie weiter wohl sicher noch anzutreffen sind; beschrieb doch Becke z. B. einen Dioritporphyrit in fast analoger Ausbildung wie bei uns, noch aus dem Waldviertel (2).

Im allgemeinen stellen sie sehr harte, widerstandsfähige Gesteine dar, so daß sie sich ausgezeichnet zu Ornamentsteinen eignen würden, wenn ihre Farbe noch ein wenig dunkler wäre. Eigentliche Granitporphyre, bei denen sich unter den Einsprenglingen auch Quarz findet, wurden nicht beobachtet; so daß allein die Syenitporphyre und die Dioritporphyrite übrigbleiben.

a) Die Syenitporphyre.

Die größte Verbreitung haben in dem soeben umschriebenen Gebiet die Syenitporphyre, meist äußerst frische Gesteine von grauer, bläulicher bis schwärzlicher Farbe, mit im allgemeinen ein bis zwei Zentimeter langen Feldspateinsprenglingen meist in Form von Karlsbader Zwillingen. Letztere haben in der Regel scharfe Umrisse und scheinen, soweit die Beobachtungen reichen, immer Kalifeldspat zu sein. Die Grundmasse ist bei den mehr grauen Abarten feinkörnig und wird in dem Maße dichter, als die Gesteine dunkler werden. Biotit tritt als Einsprengling wenig hervor.

Stellenweise zeigen sich im Gestein kleinere und größere, mehr lichte Partien, die öfter wie Adern das Gestein durchsetzen, eine

Erscheinung, die sich bis zu den dunklen, den Lamprophyren nahestehenden Gesteinen verfolgen läßt. Hier werden die gleichmäßig, aber richtungslos verteilten Biotite größer, und wegen ihrer dünntafeligen Ausbildung treten sie, ähnlich wie man es häufig bei den Monzoniten beobachten kann, auf den Bruchflächen als schwarze, glänzende Flächen hervor.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse gewöhnlich als mikrogranitisch, bestehend aus Quarz und Mikroklin, während kleine Plagioklasleisten jedenfalls selten sind. Hie und da treten einzelne freie Quarzpartien hervor, aber ohne kristallographische Begrenzung. Oft wird die Grundmasse granophyrisch, vielfach mit wunderschönen mikropegmatitischen und schriftgranitischen Verwachsungen. Feine Züge von Biotit, die vielfach scharf ausgebildete Feldspateinsprenglinge umfließen, deuten auf fluidale Bewegungen im Magma. Öfters wird der Biotit der Grundmasse begleitet von unregelmäßigen Fetzen von wenig pleochroitischer, schwachgrünlicher Hornblende. Apatit tritt besonders in den dunkleren Gesteinen ziemlich reichlich auf, seltener kleine Kristalle von Zirkon und Titanit. Die größeren Feldspateinsprenglinge sind Kalifeldspat, und zwar Mikroklin. Ob daneben auch noch makroskopisch erkennbare Plagioklase vorkommen, konnte an dem Material nicht festgestellt werden. Im Dünnschliff dagegen herrschen gewöhnlich die Kalknatronfeldspate vor. Sie sind meist zonar gebaut mit basischerem Kern. Derselbe besteht meist aus Oligoklas-Andesin, vielleicht auch Andesin, während der Rand jedenfalls dem Albit nahe kommt. Die einzelnen Zonen setzen in der Regel scharf ab, indes der äußere Rand unregelmäßige Umrisse trägt.

Auch die mikroskopischen Mikroklineinsprenglinge zeigen oft Schalenbau, allerdings ohne Lichtbrechungsunterschiede. Karlsbader Zwillinge sind das gewöhnliche. Die Kristalle sind vielfach von Albitspindeln durchsetzt, die den Eindruck machen, als ob sie infolge von Druckwirkungen entstanden wären. Gleichwohl ist die äußere Begrenzung derselben außerordentlich scharf ohne die geringste Deformierung.

Die Biotiteinsprenglinge, oft mit sehr starker Absorption in der Hauptzone, sind häufig korrodiert und die betreffenden Stellen von viel feinem Eisenerz umgeben. Auch spätere Chloritisierung ist nicht selten. Für fluidale Bewegungen zeugen auch vor allem an den Enden gebogene größere Lamellen bei Mangel an kataklastischen Erscheinungen.

In den dunkleren Gesteinen tritt auch Augit auf, zuweilen in ziemlich gut erhaltenen Querschnitten, indes prismatisch ausgebildete Kristalle an den Enden weniger gut begrenzt sind. Dieselben sind nicht selten poikolithisch durchsetzt von Biotitschuppen. Meist ist der Augit umgewandelt zu Uralit.

Außerdem finden sich häufig rundliche, schuppig-strahlige Aggregate von grünlicher Hornblende, die an Pilit erinnern, besonders wenn dieselben noch, wie es nicht selten der Fall ist, durchsetzt sind von feinen Körnern von Eisenerz. Randlich sind diese Gebilde vielfach umgeben von Biotit, der damit innig verwachsen ist und auch in dieselben hineinragt. Ob es sich wirklich um Pilit handelt, das heißt um Pseudomorphosen nach Olivin, läßt sich bei dem Mangel an erhaltenen Kristallumrissen nicht sicher entscheiden.

Die chemische Zusammensetzung eines dunkleren Syenitporphyrs mit feinkörniger Grundmasse mit $1\frac{1}{2}$ bis 2 Zentimeter großen Feldspäten als Einsprenglingen zeigt Analyse 3.¹⁾ Das Gestein steht an nördlich von Groß-Mitterberg auf dem Wege nach Altenmarkt.

	1.		2.		3.		4.	
	Ge- wichts- prozent	Mole- kular- prozent	Ge- wichts- prozent	Mole- kular- prozent	Ge- wichts- prozent	Mole- kular- prozent	Ge- wichts- prozent	Mole- kular- prozent
SiO ₂	70·76	78·94	69·62	76·94	62·94	70·10	66·40	73·90
TiO ₂	0·18		0·24		0·85		0·85	
Al ₂ O ₃	12·35	8·11	14·54	9·45	15·58	10·10	15·53	10·06
Fe ₂ O ₃	0·44	1·76	0·96	2·01	1·04	4·40	1·04	3·06
FeO	1·49		1·31		3·83		2·38	
CaO	1·32	1·58	1·62	1·92	3·44	4·07	2·46	3·12
MgO	0·40	0·67	0·49	0·81	2·56	4·21	1·38	2·27
K ₂ O	6·33	4·51	6·29	4·43	5·05	3·55	5·39	3·79
Na ₂ O	4·09	4·43	4·12	4·42	3·29	3·58	3·55	3·79
H ₂ O	1·04	—	0·64	—	0·60	—	0·64	—
CO ₂	0·60	—	0·36	—	0·86	—	1·00	—
P ₂ O ₅	0·19	—	0·11	—	0·23	—	0·13	—
S'	0·21	—	0·41	—	0·06	—	Spur	—
=	99·40	100·00	100·71	99·98	100·33	100·00	100·75	100·33

Daraus ergeben sich die Gruppenwerte:

- S = 78·94, A = 8·94, C = 0, F = 4·01.
s = 78·94, a = 13·80, c = 0, f = 6·19, n = 4·95.
- S = 76·94, A = 8·85, C = 0·60, F = 4·14.
s = 76·94, a = 13·02, c = 0·88, f = 6·08, n = 4·99.
- S = 70·10, A = 7·13, C = 2·97, F = 9·71.
s = 70·10, a = 7·198, C = 2·99, f = 9·8, n = 5·02.
- S = 73·90, A = 7·58, C = 2·48, F = 6·07.
s = 73·90, a = 9·398, c = 3·075, f = 7·526, n = 5·0.

- Dunkelgraues Ganggestein, westlich Persenbeug.
- Granophyr im Granulit, Kilometer 50,6—7 der Eisenbahn Marbach—Persenbeug.
- Syenitporphyr, nördlich Groß-Mitterberg bei Persenbeug.
- Dioritporphyrite aus dem Lojatal.

¹⁾ Sämtliche Analysen wurden ausgeführt im chemischen Laboratorium der Geolog. Bundesanstalt in Wien. Sie wurden ermöglicht durch das lebenswürdige Entgegenkommen von Herrn Hofrat Dr. Eichleiter, dem wir bei dieser Gelegenheit unsern aufrichtigsten Dank aussprechen möchten.

Berichtigung zu H. Limbrock's Arbeit:

„Geologische und petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teil der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein a. d. Donau.“

Um unrichtige Zitate zu vermeiden, wird hiemit richtiggestellt, daß die in obiger Arbeit, S. 138 des Jahrbuchs der Geol. Bundesanstalt, Bd. LXXV (1925), mitgeteilten vier Gesteinsanalysen nicht von C. F. Eichleiter, sondern von O. Hackl ausgeführt wurden.

Hackl.

Zu den Syenitporphyren muß man wohl auch ein eigentümliches, porphyrisches Gestein rechnen, das man um Persenbeug vielfach anstehend findet, so auch an der Bahnstrecke bald hinter dem Persenbeuger Tunnel.

Aus einer grauen bis bläulichschwarzen, sehr feinkörnigen, dichten Grundmasse treten scharfbegrenzte, schmale Feldspatleisten hervor mit Zwillingsbildung. Dieselben sind gleichmäßig verteilt und können bis ein Zentimeter lang werden.

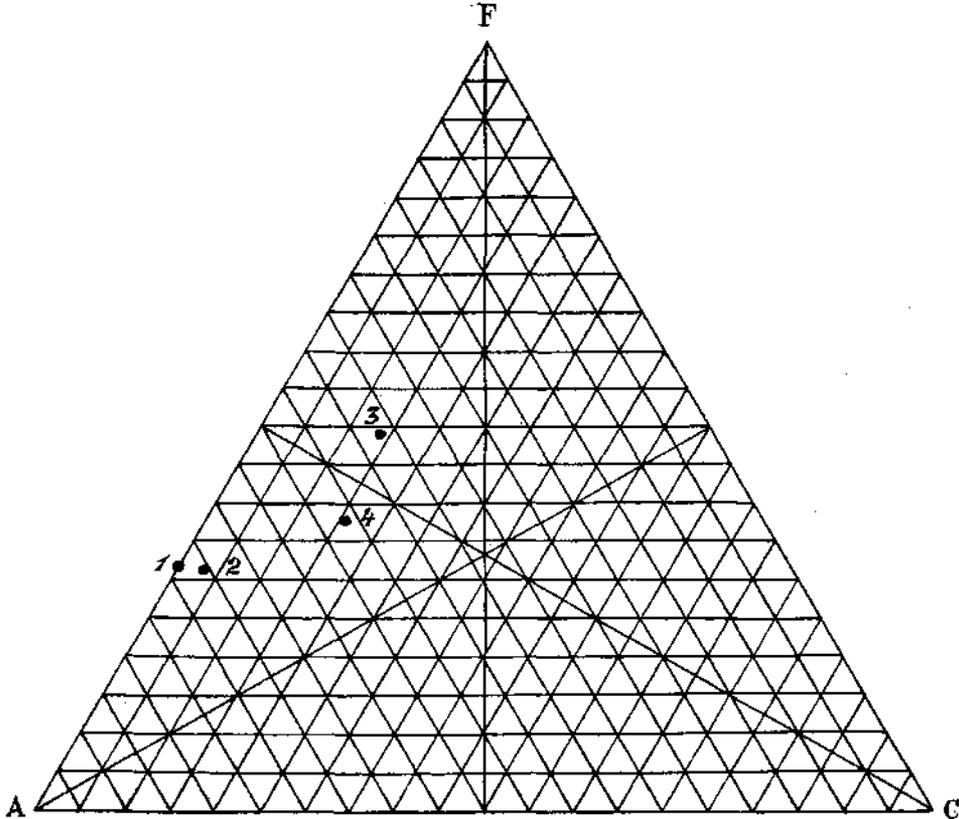


Fig. 1.

Im Mikroskop erkennt man sie sogleich an der oft sehr schönen Gitterlamellierung als Mikroclin. Er wird durchsetzt von perthitischen Albitspindeln, die von Spaltrissen vollständig unabhängig sind und deren Form und Lagerung auf Druckbeanspruchung deuten. Trotzdem erscheinen auch hier die Kristallumrisse durchaus scharf, ohne die geringste Deformierung. Auffallend häufig sind Bavenoer Zwillinge. Die Zwillingsnaht verläuft nicht immer gradlinig; vielfach zeigt sie Treppen- oder Zickzackform. Einmal wurde in einem solchen Zwillingskristall ein gleichgebauter kleinerer beobachtet. In den Mikroclineinsprenglingen finden sich bisweilen kleine getrübe Plagioklase eingeschlossen mit einem klaren Rand von Albit. Diese Plagioklaskristalle selbst sind saurer Oligoklas. Auch in der Grundmasse, die im wesentlichen aus Quarz und Kalifeldspat besteht, beobachtet man kleine Leisten von Plagioklas, der nach der

Lichtbrechung (Vergleich mit Quarz) dem Albit jedenfalls nahe steht. Sämtliche Feldspatkriställchen der Grundmasse sind durchwegs fluidal angeordnet. In der Grundmasse schwimmen auch Fetzen von Biotit, der öfters von grünlicher Hornblende begleitet wird; letztere ist formlos. Dazu kommen wenig Apatit, Zirkon und Eisenerz. Ein Zirkonkristall zeichnete sich aus durch seine Größe und seinen zonaren Bau.

Hieran schließt sich ein verwandtes Gestein an von gleicher Farbe und ähnlich dichtem Korn, dem aber die makroskopischen Mikroklineinsprenglinge fehlen. Mikroskopisch ist die Grundmasse viel feiner. In ihr schwimmen neben Plagioklas auch scharf umrissene Einsprenglinge von Mikroklin. Diesem Gestein entspricht die vorstehende Analyse 1.

Ein Gestein möge hier noch zur Besprechung kommen, das sich sonst schwer unterbringen läßt. Es ist ein Granophyr, wahrscheinlich identisch mit dem seinerzeit von Becke aus dem Lojatal beschriebenen (3). Das Gestein steht typisch an als Gang im Granulit bei Kilometer 50, 6—7 der Eisenbahn Marbach—Persenbeug. Es teilt hier dieselbe Kluft mit einem Kersantit. Dadurch, daß die Kluft beinahe im Streichen angeschnitten ist, werden auf den ersten Blick außerordentlich verwickelte Verhältnisse vorgetäuscht, die in Wirklichkeit aber sehr einfach liegen.

Das Gestein ist von aschgrauer Farbe, ziemlich dicht und läßt mit dem bloßen Auge bereits vereinzelt Feldspateinsprenglinge von 2 bis 4 mm Länge erkennen. In der Mitte des Ganges sind die dunkleren Mineralien häufiger.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse als ein Gewebe von kleinen Feldspatleisten, die teils fluidal, teils radialstrahlig angeordnet sind und oft mit wenig scharfen Umrissen in die mikropegmatitische Zwischenmasse übergehen. Der Plagioklas der Grundmasse ist Albit oder steht ihm doch sehr nahe. Daneben scheint sich aber auch Kalifeldspat zu finden.

Die Feldspateinsprenglinge sind zum Teil Kalifeldspat, zum Teil lamellierter Plagioklas. Letzterer ist ebenfalls dem Albit verwandt, er wird nicht selten getrübt von Produkten der Zersetzung.

In den randlichen Partien des Ganges kommt als farbiger Einsprengling nur der Biotit vor, der meist zu Chlorit umgewandelt ist unter Ausscheidung von Titanit. Oft ist der Biotit vollständig resorbiert und nur die Anordnung der Titanitkörner deutet seine frühere Form und Gestalt an. In dem Gestein aus der Mitte des Ganges nimmt zunächst der Biotit als Einsprengling zu. Dazu kommt Augit in Prismen mit unregelmäßigen, oft uralisierten Enden. Mit der Zunahme der dunklen Mineralien geht auch die des Apatites Hand in Hand. Analyse 2 gibt die chemische Zusammensetzung wieder.

Ähnliche Gesteine findet man des öfteren auf den Höhen zwischen Loja und Persenbeug. Man darf hierhin auch noch andere dunkelgraue Ganggesteine rechnen mit feinkörniger Grundmasse und vereinzelt kleinen Feldspateinsprenglingen. Trotz ihrer verhältnismäßig dunklen Farbe, die von gewöhnlich feingeteiltem Biotit oder auch winzigen Hornblendepartikelchen herrührt, ist ihr chemischer Charakter meist ziemlich sauer. Solche Gesteine findet man im Lojatal im großen

Steinbruch, auf der linken Talseite anstehend, so z. B. gleich an der linken Seite des Aufschlusses.¹⁾

b) Die dioritporphyritischen Gesteine.

Eine scharfe Grenze zwischen den Syenitporphyren und den hier zu besprechenden Gesteinen scheint nicht zu bestehen. Selbst die chemische Analyse muß dies bestätigen (vergleiche Analyse 5 und 4). Dafür scheint andererseits die Grenze gegenüber den Lamprophyren sich noch weniger bestimmt ziehen zu lassen. Mit Bezug auf die vorher besprochenen Syenitporphyre charakterisieren sich die dioritporphyritischen Gesteine durch das Fehlen der größeren Feldspateinsprenglinge, speziell solcher von Kalifeldspat.

Wo Feldspatindividuen makroskopisch sichtbar werden, sind sie gewöhnlich klein und schlecht begrenzt. Größere Biotiteinsprenglinge sind besonders häufig und treten vor allem auf dem Bruch der Gesteine als schimmernde Flächen hervor, was man an dem zu den Bahnhofsgebäuden, Brücken und Dammmauern verwandten Material schön zu beobachten Gelegenheit hat. Es sind in der Regel äußerst harte und widerstandsfähige Gesteine, die auch bei den dunkleren Abarten meist einen bläulichen Ton aufweisen. Bei der gewöhnlich sehr starken Zerklüftung und der geringen Mächtigkeit der Gänge ist ein Abbau anders als zu Schotterzwecken kaum lohnend. Die auch zu Ornamentsteinen benutzten Stücke sind fast ausnahmslos ausgewitterte Blöcke, wie sie zahlreich z. B. im Lojatal herumliegen und hier von den Steinmetzen an Ort und Stelle wenigstens im rohen bearbeitet werden. Als Grundtypus eines Dioritporphyrits mag ein Gestein aus dem großen Steinbruch im Lojatal gelten, das makroskopisch wie mikroskopisch in allem wesentlichen übereinstimmt mit dem schon im Jahre 1883 von Becke beschriebenen Dioritporphyrit von Steinegg im Waldviertel bis auf die bipyramidalen Quarzeinsprenglinge, die hier fehlen (3) Analyse 4!

Die körnige Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten, zu denen sich nicht selten solche von Mikroklin gesellen. Zwischen diese Feldspatleisten legt sich als Ausfüllung prächtiger Mikropegmatit. Oft schwimmt in größeren Partien dieser eutektischen Ausfüllungsmasse noch ein scharf begrenzter Kristall von Mikroklin. Der Mikroklin zeigt manchmal unregelmäßig verlaufende perthitische Spindeln, wie wir sie bei anderen Gesteinen bereits kennen lernten. Freier Quarz ohne Kristallform kommt auch vor, ist aber selten. Der Plagioklas ist durchgehends zonar gebaut, mit einem Kern von Andesin. Dieser innerste Kern ist verhältnismäßig schmal und oft zersetzt. Nach außen zu werden die zonaren Schalen saurer und reichen bis zum Oligoklas.

Bei den Gesteinen mit größerem Korn ist der Gegensatz von Grundmasse und den Feldspateinsprenglingen geringer, so daß schließlich die porphyrischen Einsprenglinge fast nur noch von dunklen Mineralien

1) Auch das von Klaes „Quarz-Glimmer-Dioritporphyrit“ genannte „spröde Gestein von muscheligen Bruch und mit einem Plagioklas, der dem Albit nahe steht“, wird man wohl hierhinstellen müssen. (22, S. 280).

gebildet werden. Unter diesen nimmt der Biotit die erste Stelle ein. Er tritt vor allem in Tafelform auf. Vielfach ist er korrodiert und dann randlich von feinen Eisenerzen umgeben.

Auch Sageniteinlagerungen sind nicht selten. Dazu kommt noch Augit, oft in scharfumgrenzten Querschnitten, während Längsschnitte unregelmäßige Endungen aufweisen. Randlich ist derselbe vielfach uralitisiert. Einzelne faserige und formlose Kristalle von blaßgrüner Hornblende scheinen ebenfalls Uralit zu sein. Apatit ist reichlich vorhanden. Die meist langen, kräftigen Kristallnadeln sind zuweilen zerbrochen. Dazu kommt etwas Titanit ohne Kristallform.

Bei der Besprechung der Syenitporphyre wurde bereits einer Erscheinung Erwähnung getan, wonach das Gestein stellenweise lichtere Farbe annimmt, manchmal als ob es Adern wären, während die Biotiteinsprenglinge entsprechend größer sind. Diese Bildungen finden sich auch hier. Besonders schön waren dieselben an großen Blöcken von Dioritporphyrit zu beobachten, an der Stelle, wo der Lojabach in den Bereich der großen Steinbrüche tritt. Hier sind die äußerst dünnen, gleichmäßig verteilten Biotittafeln besonders groß, so daß sie auf den Bruchflächen durch ihren Glanz auffallen. Derartige Bildungen dürften für diese Gesteine dasselbe bedeuten, wie pegmatitische Schlieren im Granit. Sie werden ihren Grund haben in örtlicher Anreicherung der Mineralisatoren, die in den wunderschönen mikropegmatitischen und schriftgranitischen Verwachsung in der Zwischenmasse ihren Ausdruck findet, wie auch in dem viel größeren Korn des Gesteins. Im übrigen unterscheidet sich das Gestein kaum von dem normalen.

Die Natur dieser Bildung scheint noch besser zum Ausdruck zu kommen bei dem Gestein des sechsten Doppelganges des großen Steinbruches auf der linken Talseite, von links nach rechts gezählt. Auf größeren Blöcken des viel dunkleren und auch feinkörnigeren Gesteins sind hellere Schlieren zu beobachten, welche die Form von sich verästelnden Injektionsadern haben, die aber gegen das Muttergestein nicht absetzen, vielmehr ganz allmählich in dasselbe übergehen, als wenn das Gestein auf diese Weise mit gasreicher Schmelze durchtränkt worden wäre. Wohl sind diese Adern nicht breit, noch grobkörnig, aber mittels der Lupe erkennt man sie deutlich als analoge Bildungen mit denselben porphyrischen Biotittafeln, wie in den eben beschriebenen grobkörnigen Varietäten. Auch hier ist der Mikropegmatit reichlicher und schöner ausgebildet.

Bei dem feineren Korn des Hauptgesteins treten im Dünnschliff auch wieder einzelne Feldspate als Einsprenglinge hervor. Außer den porphyrischen Biotiten findet sich hier auch braune Hornblende (gelbbraunschokoladebraun), bei der im Querschnitt zuweilen die spitzwinkligen Ecken abgestumpft erscheinen. Dieselbe ist vielfach randlich in grüne umgewandelt, wobei letztere nicht selten wie Uralit über die ursprüngliche Form hinauswächst. Zuweilen scheint die braune vollständig in grüne umgewandelt zu sein.

In diesem Gestein treten auch eigentümliche faserige Hornblendenaggregate mit Körnern von Eisenerz auf, hinter denen man nach den Beobachtungen an echten Kersantiten Pilit vermuten darf, so daß dieser

Dioritporphyrit wohl einen Übergang zu den Lamprophyren darstellt, zu welcher Annahme auch die sehr dunkle Farbe drängt. Das Vorkommen von eigentümlichen Pseudomorphosen in einem mehr hellen Dioritporphyrit von Kilometer 57 der Eisenbahnstrecke Persenbeug—Weins macht das noch wahrscheinlicher. Abgesehen von den Biotiteinsprenglingen, die hier kleiner sind und weniger hervortreten, gleicht das Gestein auch dem erwähnten helleren aus dem Lojatal.

Mikroskopisch unterscheidet es sich durch das etwas feinere Korn, wodurch der Einsprenglingscharakter auch der Feldspate etwas deutlicher zum Ausdruck kommt, während die Grundmasse wieder aus Feldspatleisten mit etwas Quarz besteht, zwischen die sich eine mikropegmatische Ausfüllungsmasse legt. Die Feldspate sind zum größten Teile Plagioklase mit Zonenstruktur, deren Anorthitgehalt dem des Andesin entspricht, während derselbe nach dem Rande zu bis zum Oligoklas

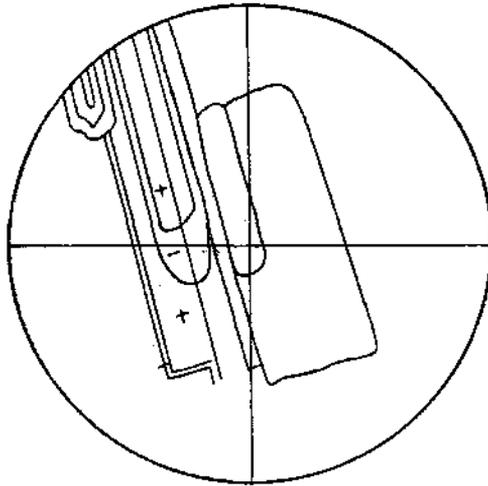


Fig. 2a. Inverse Zonenstruktur. Plagioklaseinsprengling in einem Dioritporphyrit.

herabsinkt. Die durch deutliche Lichtbrechungsunterschiede erkennbaren Zonen sind bei größeren Kristallen oft recht zahlreich. Von besonderem Interesse ist die Beobachtung, daß auch inverse Zonenstruktur vorkommt, so zwar, daß sich um einen scharf begrenzten basischen Kern zunächst eine deutlich schwächer lichtbrechende, an den Enden etwas abgerundete, wie abgeschmolzen erscheinende Schicht legt, die dann weiter abgelöst wird von Plagioklassubstanz, die nach außen zu an Anorthitgehalt zunimmt, während ein schmaler Rand wieder schwächere Lichtbrechung zeigt. (Fig. 2 a.) Die Lichtbrechungsunterschiede sind allerdings bei den kontinuierlichen Übergängen nicht groß, trotzdem aber deutlich wahrnehmbar. Diese umgekehrte Zonenstruktur wurde an verschiedenen Einsprenglingen wahrgenommen. Wir werden dieselbe noch in anderen Ganggesteinen antreffen.

Außer den Plagioklaseinsprenglingen finden sich in geringerer Zahl auch gut begrenzte Kristalle von Mikroklin, dazu Biotit, Augit und unregelmäßige Kristalle von blaßgrüner Hornblende, dazu die erwähnten Pseudomorphosen. Diese letzteren scheinen wirklich Pilit zu sein.

Die Form des ursprünglichen Minerals gibt sich am besten zu erkennen bei schwacher Vergrößerung, während beim Gebrauch von stärkeren Objektiven die wenig scharfen Übergänge zur Umrandung wegen der Grenzen undeutlicher werden.

Die Pseudomorphose besteht im Innern aus farblosem oder doch nur sehr schwach pleochroitischem Strahlstein mit Körnern von Eisenerz. Die spießigen Strahlsteinkristalle ragen darüber hinaus in eine mehr farbige Zone, die wohl schon zum Reaktionssaum zu rechnen ist. Letztere enthält bräunlichen Biotit in unregelmäßigen Schüppchen, die innig mit der mehrfarbigen wirrfaserigen Hornblende verwachsen sind. Diese Zone geht dann allmählich über in den eigentlichen Reaktionssaum, der aus äußerst feinen Büscheln von grünlicher Hornblende besteht, die sich im allgemeinen senkrecht zur Umgrenzung des ursprünglichen Kristalls anordnen. Wird eine solche Pseudomorphose im Schlift nur randlich getroffen, so nimmt man natürlich nur ein unregelmäßig begrenztes Aggregat von feinfaserigen Hornblendebüscheln wahr. Man wird nicht fehlgehen, wenn man diese Art der Umwandlung auffaßt als eine Reaktion des an Mineralisatoren reichen dioritischen Magmas auf das Ursprungsmaterial, das kaum etwas anderes sein kann als Olivin.

Ein weiterer Dioritporphyrit, der etwas oberhalb der Graphitminen von Fürholz am Wege nach Mitterberg ansteht, zeigt schön die kugelschalige Verwitterung und Absonderung. Makroskopisch und mikroskopisch ist er den bereits beschriebenen ziemlich gleich, bis auf die reichlich auftretende schilfige grüne Hornblende, die ziemlich gleichmäßig über das Gestein verteilt ist.

Dioritporphyritische Gesteine dieser Art scheinen um Persenbeug recht häufig vorzukommen, da sie gewöhnlich als Prollsteine an den Wegen benutzt werden.

2. Die Lamprophyre.

Die eigentlichen Lamprophyre sind im wesentlichen vertreten durch Kersantite. Wie erwähnt, scheint die Grenze gegenüber den Dioritporphyriten nicht scharf zu sein. Vor allem läßt sie sich dort schwer ziehen, wo bei den dunkleren Dioritporphyriten durch das etwas gröbere Korn der Einsprenglingscharakter der Plagioklase nicht mehr zum Ausdruck kommt und somit die dunklen Mineralien ausschließlich die Einsprenglinge liefern. Inwieweit die noch zu besprechenden malchitischen Gesteine zu den Lamprophyren zu rechnen sind, läßt sich bei dem Mangel an chemischen Analysen nicht feststellen.¹⁾

Die beobachteten Kersantite sind im allgemeinen frische Gesteine von schwarzer bis bläulich schwarzer Farbe und meist feinem bis dichtem Korn. Sie treten gewöhnlich in wenig mächtigen, selten mehr als drei Meter breiten Gängen auf, während letztere des öfteren nur wenige Dezimeter erreichen, besonders wo sie sich verästeln, wie z. B. im Granulit bei Granz (27, Fig. 10, S. 165). Angewitterte Flächen

¹⁾ Welches Gestein Klaes irrtümlicherweise als Camptonit bezeichnete (22, S. 279), ist nicht klar. Es könnte sich sowohl um einen geschieferten Kersantit als auch um einen Malchit handeln.

zeigen vielfach kleine Grübchen, die von ausgewitterten Piliten herühren, an denen fast alle unsere Kersantite reich sind; ferner widerstandsfähigere, hellere Schlieren, die den oben beschriebenen mikropegmatitischen in den dunkleren Dioritporphyriten verwandt sein dürften (S. 11). Bei den Gesteinen mit etwas gröberem Korn und reichlicher Glimmerführung sind kugelige und kugelschalige Verwitterungserscheinungen nicht selten.

Über das örtliche Auftreten der Kersantite ist zu sagen, daß sie von Persenbeug an donauaufwärts kaum noch vorkommen; jedenfalls müssen sie sehr selten sein und im Granit und dessen Nähe vermißt man sie ganz. Am häufigsten findet man sie zwischen Persenbeug und Marbach; sie fehlen aber auch weiter östlich bis ins Waldviertel hinein nicht, wie wir bereits aus Beckes ersten Veröffentlichungen über dieses Gebiet wissen. (3).

In bezug auf die mineralogische Zusammensetzung scheinen sich unsere Kersantite im wesentlichen gleichzubleiben, so daß sich auf Grund dieser keine Einteilung vornehmen läßt. Alle bestehen in der Hauptsache aus Feldspat, wenig Quarz und feinen Biotitschüppchen in der Grundmasse, und Augit, Biotit, Pilit und unregelmäßig begrenzter grünlicher Hornblende als Einsprenglinge. Dazu kommen akzessorisch meist ziemlich viel Apatit, oft in langen Nadeln, und etwas Titanit und Eisenerz.

Die Feldspatleistchen der Grundmasse sind in den etwas gröber körnigen Abarten gewöhnlich zonar gebaute Plagioklase, die im Kern aus Labrador oder Andesin bestehen, in den Randpartien aus Oligoklas.

In den feinkörnigeren läßt sich der Feldspat der Grundmasse nicht mehr bestimmen, öfters auch nicht mehr unterscheiden; oder er wird direkt porphyrisch, wie in manchen Plagioklasbasalten, denen sie auch äußerlich gleichen, da diese ja auch in vielen Fällen nichts anderes sind als granitische Lamprophyre.

Quarz kommt nur vereinzelt frei vor, so daß er leicht erkannt werden kann. In den Gesteinen an der Grenze zwischen Dioritporphyrit und Kersantit findet man auch Mikroklin. Der Biotit der Grundmasse bildet feine Schüppchen von brauner Farbe. Letzterer kommt als Einsprengling in oft ziemlich langen Lamellen vor, nicht selten mit starkem Pleochroismus (tiefbraun bis dunkel in der Richtung der Hauptzone). Sageniteinlagerungen und Chloritbildung sind häufig. Der Augit zeigt in Querschnitten durchgehends gute Umgrenzung, während Längsschnitte fast immer unregelmäßige Endungen aufweisen. Manche Kristalle fallen auf durch fleckige Interferenzfarben. Schalenbildung und Zwillingsverwachsungen sind nicht selten. Als Einschlüsse führt er des öfters kleine Biotitblättchen. Diese scheinen zuweilen in sehr schwach doppelbrechenden Chlorit umgewandelt zu sein, indes der Augit selbst in verschiedenem Grade randlich zu Uralit zersetzt ist, besonders an den Enden. Die schwachgrünliche Hornblende zeigt keine Kristallumgrenzung. Die Piliten lassen die ursprüngliche Form des Olivins um so besser erkennen, je dichter die Kersantite ausgebildet sind. In den körnigeren Varietäten dagegen ist die frühere Kristallform gewöhnlich weniger

deutlich, manchmal absolut nicht zu erkennen. Aber auch hier scheint es nicht zweifelhaft, daß wir echten Pilite vor uns haben: ein Aggregat von Strahlsteinnadeln, oft mit Chlorit als Zwischenmasse, und Körnern von Eisenerz, umgeben von Biotitfetzchen, die im einzelnen schwer zu unterscheiden sind. Letztere ragen auch zuweilen in das Aggregat hinein. Hier muß wohl der ursprüngliche Olivin sogleich im Beginn unregelmäßige Körner gebildet haben, die mit Biotit verwachsen waren.

Auch in den dichten, vielleicht anfänglich glasigen Kersantiten umgibt die Pseudomorphose eine hellere Zone von feinem Biotit. Die Strahlsteinnadeln der Pilite sind in den einzelnen Abarten des Kersantits verschieden groß, am größten in den körnigen. Je dichter dagegen das Gestein wird, um so kleiner werden die Kriställchen; zuletzt besteht die Pseudomorphose zum größten Teil nur noch aus Chlorit mit blauen anormalen Interferenzfarben, worin nur wenige kleine Strahlsteinnadelchen eingebettet liegen. Es scheinen sich aus diesen Beobachtungen wichtige Folgerungen zu ergeben für die Bildungsbedingungen der Pilite. Becke hat schon früh sehr richtig erkannt, „daß (im Waldviertel, dasselbe gilt auch für unser Gebiet) die letzten Abschnitte der Bildungsgeschichte der kristallinen Schiefer und der in ihnen auftretenden Eruptiva gemeinsam durchgemacht wurden“. (2, S. 172). Die Eruptiva, im besonderen die Kersantite, standen nämlich während und vielleicht noch lange nach ihrer Erstarrung unter dem Einflusse der den darunter liegenden Granitmassen entströmenden Wärme und der der gleichen Quelle entstammenden Mineralbildner. Insofern diese Gesteine als Nachschübe des Granits mit letzterem eine genetische Einheit darstellen, könnte man wohl von einer „Autometamorphose“ sprechen, der im wesentlichen die Bildung der Pilite und die Uralitisierung der Pyroxene zu danken wäre. Daß aber die Umwandlungsbedingungen, selbst für die Kersantite, die allem Anscheine nach einer bestimmten, ziemlich späten Periode der granitischen Intrusion angehören, nicht immer die gleichen waren, beweist neben dem so sehr ungleichen Korn die verschiedene Ausbildung der Pilite. Diese Bedingungen dürften in nichts anderem zu suchen sein als in der sehr verschiedenen Temperatur der Umgebung zur Zeit, als diese Ganggesteine auf Klüften empordrangen und erstarrten. Wir werden auf diesen Gegenstand noch einmal zurückkommen. ¹⁾

3. Die alsbachitischen und malchitischen Gesteine.

Eine eigentümliche Erscheinung in unserem Gebiete ist das fast ständige Zusammenvorkommen von bestimmten Gesteinsarten, die sich gewöhnlich gegenseitig durchdringen. Wir nennen sie alsbachitische und malchitische Gesteine, mit welchem Rechte, werden wir noch sehen. Einige Aufschlüsse längs der Eisenbahnstrecke Persenbeug-Weins geben einen guten Einblick in die Verhältnisse im einzelnen.

¹⁾ Wären diese lamprophyrischen Ganggesteine älter, das heißt gehörten sie einer früheren Granitintrusion an, so hätten sie länger unter der Wirkung der umwandelnden Agentien gestanden und die Metamorphose wäre wohl ganz anders verlaufen.

Dieselben Gesteine scheinen aber auch östlich von Persenbeug noch vorzukommen, so z. B. zwischen Kilometer 52 und 53 der Eisenbahn nach Marbach. Auch im Lojatal darf man dieselben vermuten, soweit man aus den Beschreibungen Klaes, und der Durchsicht der uns zur Verfügung stehenden Dünnschliffe sich ein Urteil bilden kann. (22, Fig. 2 u. 3).

Während nun z. B. bei Kilometer 56·6 (Persenbeug-Weins) das malchitische Gestein in das alsbachitische einzudringen scheint, ist es sicher, daß bei Kilometer 56·4 umgekehrt das alsbachitische das jüngere ist. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei Kilometer 56, kurz vor dem Osteingange des Persenbeuger Tunnels, wie auch am Schloßberge unten an der Donaustraße. Im Lojatal dagegen scheint wieder der Malchit (nach Klaes „geschieferter Kersantit“) in das alsbachitische (nach Klaes „Granit“) „parallel der Schieferung“ einzudringen. (22, S. 276).

Übrigens sind die Verhältnisse derart interessant und teilweise auch verwickelt, daß eigentlich jeder Aufschluß eine eingehendere Darstellung verdiente, wozu hier der Raum nicht gegeben ist.

Granittektonisch ist es vielleicht von Bedeutung, daß die Gänge umgekehrt, wie man nach den Beobachtungen an den Adergneisen erwarten sollte, mehr oder weniger nach Westen emporsteigen. Ferner daß sie alle in höherem oder geringerem Maße protoklastische und protoblastische Merkmale aufweisen, meist auch Paralleltexur, unabhängig von derjenigen, welche die sie umgebenden Gneise aufweisen.

Betrachten wir nun zunächst die in Frage kommenden Gesteinstypen, um dann kurz die hauptsächlichsten Aufschlüsse durchzugehen.

1. Die alsbachitischen Gesteine.

Dieselben treten in zwei sehr verschiedenen Formen auf, von denen die eine Gesteinsform wenig Ähnlichkeit hat mit den typischen Alsbachiten des Odenwaldes. Da jedoch beide durch Übergänge miteinander verbunden sind, so wird man dieselben als eine Einheit aufzufassen haben. Daher unsere Bezeichnung „alsbachitische Gesteine“.

a) Die alsbachitischen Ganggranite.

Die erste Form stellt ein ziemlich lichtiges Gestein dar, das gewöhnlich einem parallel struierten Granit oder Syenit gleicht. Insofern scheint dasselbe übereinzukommen mit den geschiefertn Ganggraniten von Gr. Sachsen i. O., die Rosenbusch ebenfalls zu den Alsbachiten rechnet. (Elemente, S. 264). Wenn die Grundmasse, aus der sich durch ihre Spaltflächen unregelmäßig begrenzte, kaum über zwei Millimeter große Feldspate abheben, feinkörniger wird, sieht es vielfach einem Granulit nicht ganz unähnlich. Die Paralleltexur rührt her von der parallelen Einstellung der Mineralien, vor allem des Glimmers. Trotzdem ist eine eigentliche Schieferung kaum festzustellen. Im Gegenteil, die Gesteine sind gewöhnlich recht hart und verbandsfest. Zuweilen fehlt auch deutlich erkennbare Paralleltexur. Man glaubt dann, einen gewöhnlichen

Ganggranit vor sich zu haben. Der Glimmer ist in der Hauptsache Biotit; er bildet zahlreiche kleine Fasern, was vor allem gut auf dem Hauptbruch des Gesteins zu sehen ist.

Mikroskopisch ist das Gestein charakterisiert durch den Mangel jeglicher Ausscheidungsfolge. Die Protoklase herrscht vor. Daß es sich allein um diese in Verbindung mit Protoblastese handeln kann, wird noch gezeigt werden.

Die Störungen machen sich wie gewöhnlich am stärksten am Quarz bemerkbar, einerseits durch intensive Verzahnung bis zur Mörtelstruktur, andererseits durch Ausreckung und Auswalzung der einzelnen Individuen. Aber auch der Plagioklas, meist ein saurer Oligoklas, ist durchweg stark bewegt, wobei er seine Form oft ganz eingebüßt hat. Züge von dunklem Glimmer durchziehen mehr oder weniger parallel das Gestein; um Feldspat biegen sie nicht selten um, indem sie diesen umflasern. Am wenigsten scheint der Mikroklin, der hie und da perthitische Einlagerungen führt, vom Drucke gelitten zu haben. Er füllt die Lücken aus und verheilt zugleich mit Quarz das gestörte Gefüge. Myrmekitbildung ist häufig. Letztere mit ihren zarten Quarzstengelchen mag dafür zeugen, daß in den letzten Stadien der Gesteinsverfestigung der Druck weniger wirksam war.

Zu bemerken ist, daß die erwähnten, anscheinend mehr oder weniger körnigen Gesteine im wesentlichen dasselbe gestörte Gefüge aufweisen. Doch sind hie und da Strukturen zu beobachten, wie sie den Apliten eigen sind, nicht selten mit runden Quarzeinschlüssen im Feldspat.

Die Nebengemengteile sind die gewöhnlichen, Kriställchen von Apatit und Zirkon.

Als Übergemengteile treten auf Granat, Turmalin und Andalusit. Letzteres Mineral ist besonders häufig. Es gibt sich zu erkennen durch die gute Spaltbarkeit parallel der *c*-Achse, durch die gerade Auslöschung, den negativen Charakter der Hauptzone, den charakteristischen Pleochroismus (α rosarot, β und γ farblos) und den großen Achsenwinkel. Der Pleochroismus kann auch fehlen, besonders in dünnen Schnitten. Sehr oft ist der Andalusit umgewandelt zu schuppigen und filzigen Glimmeraggregaten, bei denen erhaltengebliebene Reste des Ursprungsminerals keinen Zweifel übriglassen an ihrer Herkunft. Zuweilen ist die Form des Andalusits an den Pseudomorphosen noch deutlich zu erkennen, indem eine feinschuppige Grundmasse durchzogen wird von längeren, sich im Winkel kreuzenden Glimmerlamellen, welche die frühere Spaltbarkeit andeuten.

Ein von Klaes beschriebener Granit aus dem Lojatalo (22, S. 276) scheint auch hierhin zu gehören. Er erhält neben einem ziemlich saueren Plagioklas (Albit-Oligoklas) eine braune Hornblende, die nachträglich teilweise in grüne umgewandelt ist. Das Auftreten dieses Gesteins innerhalb eines Hornblendegabbros (mit brauner Hornblende) macht es wahrscheinlich, daß die braune Hornblende diesem entstammt. Dann liegt aber die Vermutung nahe, daß in den obenerwähnten alsbachitischen Gesteinen auch der Granat und der Andalusit aufgelöstem Nebengestein ihre Entstehung verdanken.

Zuweilen weisen die Gänge pegmatitische Salbänder auf, hier und da mit Turmalin. Auch diese waren während der Verfestigung starkem bewegtem Druck ausgesetzt, was sich an den verschiedenen Mineralien zur Genüge zeigt.

b) Die Alsbachite.

Mit diesen aufs innigste verbunden tritt eine zweite Form auf, die vor allem im mikroskopischen Bilde vollkommen den Alsbachiten des Odenwaldes gleicht. Diese Alsbachite stellen bald die äußersten Ausläufer der bereits beschriebenen Gesteine dar, bald treten sie auf als deren Nachschub, und diesen meist parallel eingelagert.

Das Gestein ist durchgehends dunkler und dichter als das Muttergestein, letzteres wohl als Folge der schnelleren Abkühlung oder des Empordringens in einer späteren Periode der granitischen Intrusion. Bei der dunkleren Farbe heben sich gewöhnlich aus der Grundmasse deutlich mehr oder weniger gut begrenzte, kleine Feldspateinsprenglinge

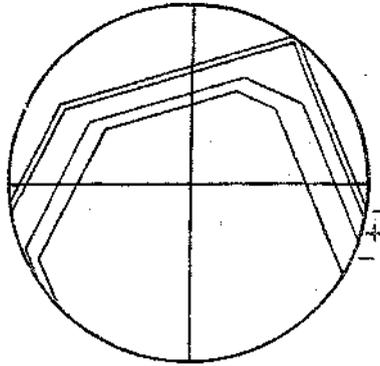


Fig. 2b. Inverse Zonenstruktur. Plagioklaseinsprengling in einem Alsbachit.

ab. Meist ist auch hier eine Paralleltextur schon mit bloßem Auge zu erkennen. Sie beruht vor allem auf der Ausschlierung des Biotits. Infolge davon zeigt sich einmal (Kilometer 56, kurz vor dem Osteingange des Persenbeuger Tunnels) dünnplattige bis scherbenförmige Absonderung, entsprechend der parallelen Anordnung der Biotiteinlagen; dabei wird das etwas graue Gestein makroskopisch beinahe dicht.

Im Mikroskop erweist sich die Grundmasse als ein feinkörniges, panidiomorphes Gemenge von Quarz und Feldspat. Dieses wird durchzogen von parallelen, oft gewundenen Lagen von meist feinschuppigem Biotit, die eine Fluidalstruktur andeuten. In der Grundmasse schwimmen gewöhnlich zahlreiche, oft scharf ausgebildete Kristalle von Feldspat. Diese porphyrischen Einsprenglinge sind teils Mikroklin, teils Plagioklas. Der Mikroklin zeigt hier und da teilweise perthitische Einlagerungen; ferner beobachtet man zuweilen Schalenbau. Der Plagioklas ist zonar mit saurem Oligoklas im Kern. Der äußere Rand von wahrscheinlich Albit geht allmählich in die Grundmasse über. An einem Block in der Mauer rechts von der Straße zwischen dem Orte Persenbeug und

dem Schloßberge treten drei Gesteinsarten nebeneinander auf, der alsbachitische Ganggranit, der Alsbachit und ein Stück Kalksilikattfels. In dem ziemlich dichten Alsbachit zeigt ein Plagioklas sehr schöne inverse Zonenstruktur. (Fig. 2 b).

Außer Zirkon und Apatit beobachtet man noch vereinzelt Granat. Auch Biotit findet sich außer in den Schlieren zuweilen in einzelnen größeren oder kleineren Blättchen, deren wechselnde Mengen die mehr oder weniger dunkle Farbe bedingen, vielleicht auch wohl den chemischen Charakter ändern, so daß sich die Gesteine den Malchiten nähern mögen.

Nur ausnahmsweise sind die Plagioklaseinsprenglinge zerbrochen und dann durch Feldspatsubstanz wieder verheilt. Sonst verrät die Lage der einzelnen Kristalle in keiner Weise die Wirkung eines orientierten Druckes.

c) Die Ursachen der Paralleltextrur.

Es erübrigt uns noch, kurz auf die Ursachen der Paralleltextrur einzugehen, die wir sowohl bei den alsbachitischen Gesteinen, als auch bei den eigentlichen Alsbachiten wahrgenommen haben. Bekanntlich hielt Rosenbusch die Alsbachite auf Grund dieser für dynamometamorphe Gesteine. Selbst auf die guten Gründe von Klemm und Sauer hin, welche die Paralleltextrur für primär, erworben während der Verfestigung erklärten, verharrte er auf seinem gegenteiligen Standpunkt. Klemm fand dann später am Melibocus ein außerordentlich lehrreiches Stück von Kontakt zwischen Granit und Alsbachit, das er im Notizblatt von 1914 zur Abbildung brachte (23, Tafel I). Er konnte an diesen bis zur Evidenz dartun, daß die Paralleltextrur ihre Entstehung fluidalen Bewegungen in dem zähen Magma verdankte. Denn diese folgt nicht etwa einem bestimmten, gerichteten Drucke, sondern schmiegt sich in allem den ganz unregelmäßigen Ausbuchtungen der granitischen Kluffwände an. Ja selbst in den allerfeinsten Äderchen, die vom Gange ausstrahlend auf Rissen in den Granit eindringen, verläuft dieselbe immer im Sinne ihrer seitlichen Umkränzung (23, Tafel I, Fig. 2). Übrigens ist der Granit, der doch bei späteren dynamometamorphen Prozessen auch hätte in Mitleidenschaft gezogen werden müssen, absolut frei von irgendwelcher Schieferung. Also muß die Paralleltextrur primär sein.

Ganz dasselbe gilt auch von unseren Gesteinen. Bei den Alsbachiten ist die Sache von selbst klar. Wir haben gesehen, daß z. B. die Feldspateinsprenglinge mit geringen Ausnahmen auch nicht die Spur eines gerichteten Druckes erkennen lassen, während die Biotitschlieren dieselben umfließen. Wo die Feldspate mechanische Beeinflussung erkennen lassen, wird man diese eher den durch Pressungen entstandenen Bewegungen im zähen Kristallbrei, gleichsam einem langsamen Vorschleichen, zuzuschreiben haben. Sodann verläuft die Paralleltextrur auch in unserem Gebiete ganz unabhängig von Schieferungen im Nebengestein, was vor allem beim Aufschluß bei Kilometer 56 (Fig. 7) so klar zutage tritt. Dazu kommt, daß die Biotitzüge, welche die Paralleltextrur gewöhnlich zum Ausdruck bringen, durchaus nicht immer im eigentlichen Sinne parallel angeordnet sind, was wir in demselben

Aufschluß an der kleinen Apophyse oben rechts sehr gut beobachten können (Fig. 3). Trotzdem ist es möglich, vielleicht sogar wahrscheinlich, daß für die Paralleltextrur auch der Gebirgsdruck mitbestimmend ist, indem dieser die Bewegungen im viskosen Magma beeinflußt.

Das sehen wir vor allem bei den alsbachitischen Ganggraniten. Auch hier stimmt die Paralleltextrur, von Zufälligkeiten abgesehen, in keiner Weise überein mit den tektonischen Linien im umgebenden Gestein; sie ist vielmehr einzig abhängig von der seitlichen Begrenzung dieser Intrusivmassen. Wenn wir daher auch hier Fluidalbewegungen anzunehmen haben, so wird man für diese wenigstens teilweise den Grund in zeitlich stärker einsetzenden Gebirgsbewegungen zu suchen haben. Anders dürfte die außerordentlich starke Protoklase keine genügende Erklärung finden.

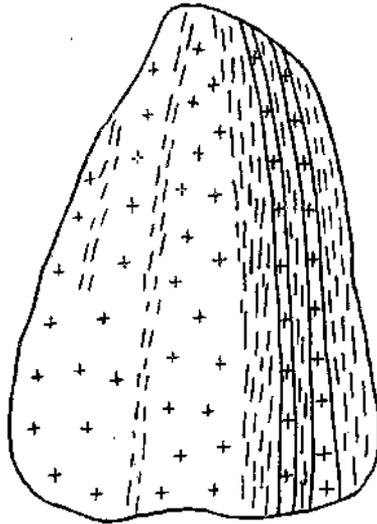


Fig. 3. Teil eines Alsbachitganges, Kilometer 56 der Eisenbahn Persenbeug—Weins. Die Biotitschlieren laufen nicht im eigentlichen Sinne parallel. Handstück 9×6.5 cm.

Bezüglich des chemischen Charakters der hier in Frage stehenden Gesteine kann beim Fehlen von Analysen nichts Genaueres gesagt werden. Derselbe dürfte aber wohl dem der Ganggranite, bzw. deren porphyrischen Ausbildungen entsprechen, wie auch Rosenbusch die Alsbachite teils zu den schieferischen Ganggraniten, teils zu den porphyrischen Apliten rechnet. Der Gehalt an Andalusit scheint auf einen Tonerdeüberschuß zu deuten, wie er anderseits auch gegen Dynamometamorphose spricht.

2. Die malchitischen Gesteine.

Im frischen Zustande sind diese Gesteine von schwarzer bis grauschwarzer Farbe. Die Ausbildung ist dicht bis feinkörnig. Bei den dichteren Gesteinen sind auf den Bruchflächen nicht selten kleine Feldspate zu beobachten, während körnigere Varietäten zuweilen auch größere Feldspate aufweisen, wie z. B. am Schloßberg. Es kommen auch vereinzelt kleine Biotitblättchen als Einsprenglinge vor. Nicht selten zeigen angewitterte Felsen Grübchen, entstanden durch Auswitterung

von kleinen Putzen von Hornblendeaggregaten. Schmalere Gänge, desgleichen die Randzonen von breiteren Gängen, oder deren Ausläufer sind des öftern geschiefert. Dort ist das Gestein meist stark verwittert, so daß man es im Hauptstück kaum wieder erkennt, vielmehr glaubt, einen Biotitschiefer vor sich zu haben. Die Farbe ist dann gewöhnlich schmutzigbraun bis graugrün und auf den Schieferungsflächen kommen kleine grünliche Flecken zum Vorschein. Diese Schieferung wird man als ursprüngliche aufzufassen haben, da die alsbachtischen Gesteine dieselbe bei ihrem Empordringen bereits vorfanden. Inwieweit ebenfalls schiefrig ausgebildete gröberkörnige, zum Teil porphyrische Gesteine hierhergehören, Gesteine, die makroskopisch bereits an dioritporphyritische erinnern, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Jedenfalls kommen letztere ebenfalls wiederholt mit Alsbachiten zusammen vor (Kilometer 65·6 und 55 bis 56 der Eisenbahnstrecke Persenbeug — Weins).

Das normale feinkörnige, makroskopisch oft beinahe dichte Gestein zeigt im Mikroskop ein typisch malchitisches Gefüge. Die Grundmasse besteht aus einem Aggregat von feinem leistenförmigem Feldspat und Quarz. Dasselbe wird von reichlichen Biotitschüppchen und wenig braungrünen Hornblendenadeln durchsetzt. Zuweilen scheint aber umgekehrt auch die Hornblende zu überwiegen. Die Hornblendenadeln legen sich gern zu kleinen schilfigen Aggregaten aneinander, die sich gleichmäßig über das Gestein verteilen und im Falle der Verwitterung die erwähnten grünlichen Flecken und kleinen Grübchen bedingen. Diese Aggregate, die auch Körnchen von Eisenerz enthalten, sind durchsetzt und umgeben von Biotitschüppchen. Apatit ist ziemlich reichlich vorhanden. Die oft langen Kristallnadeln sind vielfach zerbrochen, auch wo sie im Plagioklas eingeschlossen sind, was für Bewegungen im Magma vor der Verfestigung der letzteren zeugt.

Als Einsprenglinge sind zu nennen Plagioklas, Biotit, Augit und Hornblende. Letztere ist schlecht umgrenzt und scheint uralitisierten Augit darzustellen, da auch der Augit in allen Fällen wenigstens randlich in Hornblende umgewandelt ist.

Die Plagioklase zeigen zonaren Bau und sind im Kern von der Zusammensetzung eines Labradors oder Andesins. Einmal konnte deutliche inverse Zonenstruktur nachgewiesen werden mit scharf absetzenden Schalen, aber nur schwachen, wenn auch deutlichen Unterschieden in der Lichtbrechung, während die Auslöschungsschiefe sehr wenig differiert.

In den schieferischen Abarten ist vor allem der feinschuppige Biotit parallel gelagert oder ausgeschliert. Um Einsprenglinge biegen diese Lagen vielfach um. Die mehr körnigen Malchite gleichen in ihrer Struktur mehr den dioritporphyritischen Gesteinen. Die Feldspate der Grundmasse sind zwillingslamelliert und bedeutend größer, so daß der Unterschied gegenüber den Einsprenglingen weniger hervortritt. Der Biotit ist meist tafelig ausgebildet und randlich vielfach korrodiert. Er bevorzugt keine bestimmte Richtung.

Wir bezeichnen diese Gesteine als Malchite, ohne bisher unsere Gründe für diese Benennung anzuführen. Leider fehlt eine chemische

Analyse. Sie würde aber auch wohl einzig den mehr lamprophyrischen Charakter des Gesteins dartun. Daß es sich um ein granitisches Ganggestein handelt, ist wohl ohne weiteres klar. Zu diesen gehört aber nach Sandkühler, der den entsprechenden Gesteinen des Odenwaldes eine eingehende Studie widmete, auch der Malchit (32). Er gibt damit die Auffassung von Chelius, Weinschenk und vor allem von Klemm, dem besten Kenner der odenwäldischen Ganggesteine wieder, im Gegensatz zu Rosenbusch, der die Malchite als dioritische oder gabbroide Ganggesteine ansah. Es fragt sich nur, ob wir berechtigt sind, unser Gestein als Malchit zu bezeichnen. Wir hätten die Wahl zwischen Dioritporphyrit oder Kersantit. Gegen die letztere Benennung spricht, wenigstens nach der Definition von Rosenbusch, das Vorhandensein der Feldspateinsprenglinge, während der ersteren Benennung die Beschaffenheit der Grundmasse im Wege steht, die hier reichlich dunkle Bestandteile zweiter Generation enthält. Hinterlechner sah sich genötigt, aus diesen Gründen ganz ähnliche granitische Ganggesteine aus der Gegend von Deutsch-Brod in Mähren mit dem Namen Malchite zu belegen, und wohl mit Recht. Der Hauptgrund aber für unsere Auffassung der in Rede stehenden Gesteine ist eben das ständige Zusammenvorkommen mit Alsbachiten. Aus dem Odenwald aber wissen wir, daß gerade das alsbachitisch-malchitische Magma sehr zur Spaltung geneigt ist, so zwar, daß sich dieselbe sogar in ein und demselben Gange vollzieht, und das nicht plötzlich, sondern mit allmählichen Übergängen.¹⁾ Was nun hier in demselben Gange tatsächlich vor sich gegangen ist, ist gewiß auch in größeren Massen möglich, die wir uns in einiger Tiefe zu denken hätten. Von diesem gemeinsamen Herde drang zuerst das malchitische Magma nach oben, dann das alsbachitische, oder auch in umgekehrter Reihenfolge, wie bei Kilometer 56·6 (Persenbeug—Weins). Zu dieser Auffassung wurden wir durch das wiederholte Zusammenvorkommen der beiden Gesteinsarten förmlich gedrängt.

Bezüglich des chemischen Charakters kommt Sandkühler zu dem Schluß, daß der Malchit sich zwischen die Alsbachite und die Kersantite einreicht, wie die Analysenpunkte im Osanschen Dreieck dartun. Dabei ist es sehr gut möglich, daß sich derselbe bald mehr den einen, bald mehr den andern nähert, ähnlich wie es, wie wir gesehen, höchst wahrscheinlich auch Übergänge gibt von den Dioritporphyriten zu den Kersantiten.

3. Einige der bedeutendsten Aufschlüsse.

a) Aufschluß bei Kilometer 56·6 (Persenbeug—Weins). Hier liegen die Verhältnisse am einfachsten. In eine Serie von Gneisen dringt zunächst eine größere Masse des alsbachitischen Ganggranites ein. Der Intrusionsverband ist deutlich, da oben noch Aphophysen in die Schiefer entsandt werden. Leider waren diese bei der Steilheit der Felswand der Beobachtung nicht zugänglich. Möglicherweise würde man dort Übergänge in typische Alsbachite antreffen. Letztere sind sonst an dieser Stelle nicht zu sehen. Wohl aber begegnet man ihnen in geringem Abstand davon donauabwärts, wo sie teils fingerförmig in das alsbachitische Hauptgestein eingreifen, teils im Verband stehen mit eigentümlichen geschieferten dioritporphyritähnlichen Gesteinen, wie sie oben erwähnt wurden (S. 141).

¹⁾ Klemm bringt dafür in einem unlängst erschienenen Aufsätze zwei typische Beispiele (24, S. 18).

In die größere Masse des alsbachitischen Ganggranites dringt der Malchit ein, und zwar mehr oder weniger in der Richtung der Paralleltextrur des ersteren. Er stellt einen sich gabelnden Gang dar (Figur 4). Das Gestein ist hier ziemlich gleichmäßig ausgebildet, beinahe dicht mit mikroskopisch kleinen porphyrischen Feldspateinsprenglingen.

b) Aufschluß bei Kilometer 56.4 (Persenbeug—Weins): Etwa 200 m unterhalb steht derselbe alsbachitische Ganggranit in größeren Massen an. Das Gestein gleicht in seiner Ausbildung vollkommen dem bei Kilometer 56.6. Gerade hier enthält es viel Andalusit mit dem bezeichneten Pleochroismus (rosa-farblos). An den Grenzen gegen die Umgebung wird das Gestein hie und da pegmatitisch mit Turmalin. Letztere Kristalle sind zerbrochen, ein Zeichen, daß auch diese Partien demselben Druck während der Verfestigung ausgesetzt waren.

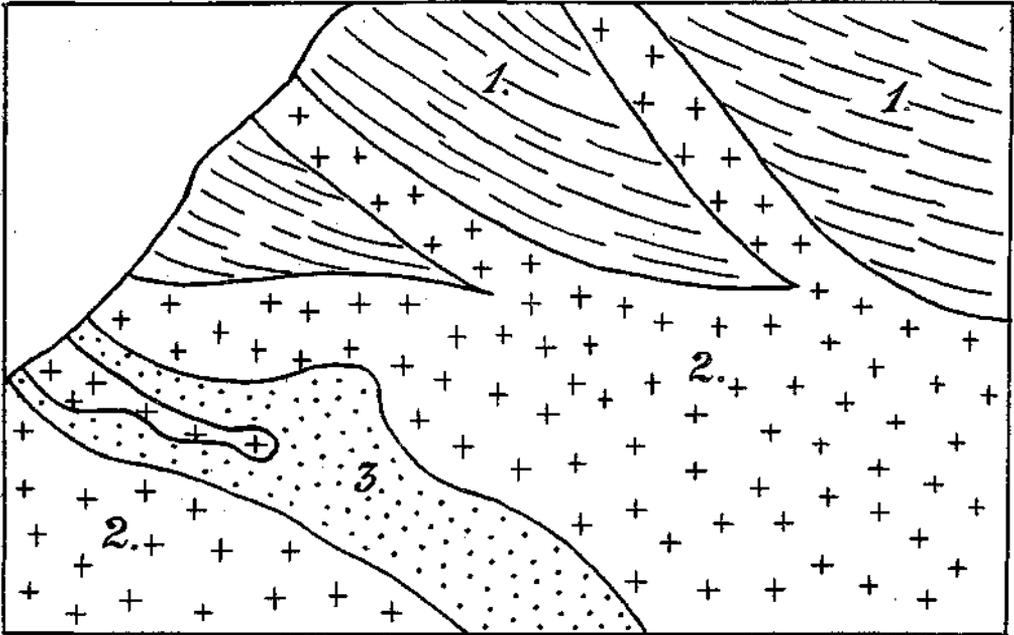


Fig. 4. Aufschluß bei Kilometer 56,6 der Eisenbahnstrecke Persenbeug—Isperdorf—Weins. Länge etwa 18 m. 1. Kristallines Schiefergestein. 2. Alsbachitischer Ganggranit. 3. Malchit.

Die Masse des alsbachitischen Ganggranits schließt zwei andere Gesteinstypen ein, Alsbachit und Malchit. Das Verhältnis, in dem die drei Felsarten zueinander stehen, ist teilweise recht schwer zu erkennen, und es hat viel Mühe gekostet, uns darüber ein Urteil zu bilden. Figur 5 gibt unsere Auffassung wieder; ob dieselbe in allen Einzelheiten zutreffend ist, muß dahingestellt bleiben. Danach ist der Malchit das älteste Gestein, das von dem alsbachitischen Ganggranit umflossen, teilweise in Form von Alsbachitadern injiziert wird. Der Malchit bildet unten links dünne Lagen von 10 bis etwa 30 cm Dicke. Man ist versucht, an Gänge zu denken. Das Gestein ist hier geschiefert und stark verwittert, so daß man es für sich allein nicht als Malchit erkennen würde. Es ist von schmutzig bräunlicher Farbe mit grünlichen Flecken auf den Schieferungsflächen, wie oben beschrieben (S. 152). Daß wir es hier mit Einschlüssen zu tun haben und nicht mit Gängen, geht daraus hervor, daß auch die weiter oben befindliche größere Masse von dem alsbachitischen Gestein in Form von linsenförmigen Gängen durchsetzt wird, die in ihren Ausläufern, wo sie Adern von nur wenigen Zentimetern Dicke bilden, als typischer Alsbachit erscheinen.

Der Malchit ist teilweise richtungslos ausgebildet, meist von sehr feinem Korn, so daß er makroskopisch manchen Kersantiten gleicht. In der Fortsetzung wird dasselbe Gestein schiefbrig und kommt hier seiner ganzen Ausbildung nach mit den eben erwähnten schieferigen Einlagerungen in dem alsbachitischen Ganggranit überein. Die eindringenden Alsbachite fanden dasselbe bereits schiefbrig vor. Es scheint sich daher auch hier um Primärschieferung zu handeln.

Außer den Adern im Malchit findet sich noch ein großer Alsbachtigang zwischen der Hauptmasse des alsbachtischen Ganggranits und der des Malchits. Durch eine Lage von schieferem Malchit werden sie voneinander getrennt. Das Gestein hat

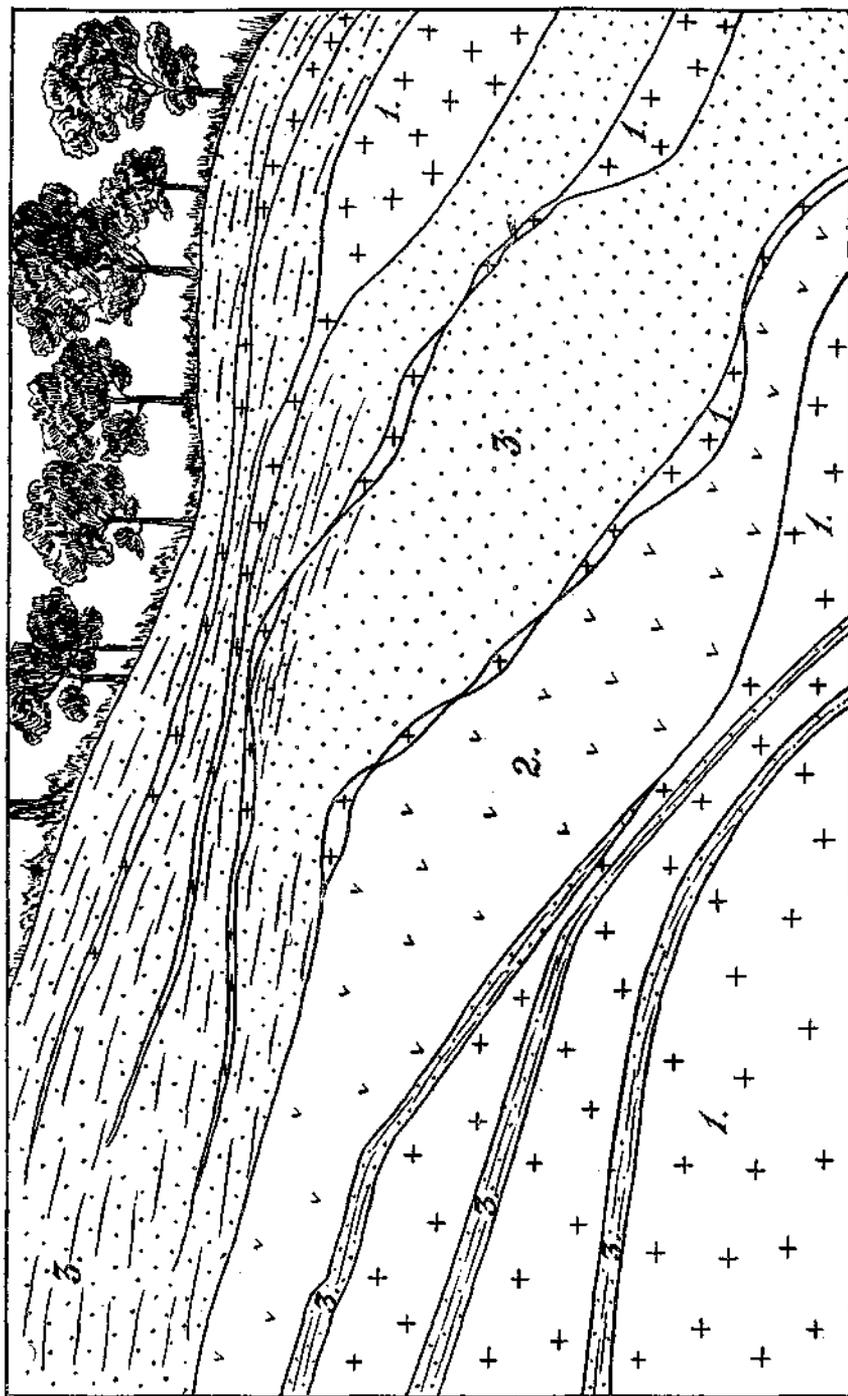


Fig. 5. Aufschluß bei Kilometer 56,4 der Eisenbahnstrecke Persenbeug—Weins. Höhe etwa 8 m, Breite etwa 13 m. Etwas schematisch gezeichnet. 1. Alsbachtischer Ganggranit, geht in den Apophysen über in Alsbacht. 2. Alsbachtit. 3. Malchit.

bedeutend dunklere Farbe und zeigt kleine helle Feldspate als Einsprenglinge. Die Paralleltexur tritt schon makroskopisch deutlich hervor. In bezug auf die Intrusionsfolge gilt im allgemeinen die Regel, daß die Alsbachte die jüngsten Gesteine sind. Daran wird man auch festhalten müssen, wenn man den Alsbachtit betrachtet mit Rück-

sicht auf die darunterliegende Hauptmasse des alsbachitischen Ganggranits. Dagegen muß man den Gang derselben Gesteinsart mit linsenförmigen Abschnürungen, der sich zwischen Alsbachit und Malchit einschleibt, als jüngeren Nachschub auffassen. Gerade diese Gänge gehen dort, wo sie sich verengen, in Alsbachit über. Weiter oben scheinen noch Gesteine vorzukommen, die man mehr als Zwischenglied zwischen dem alsbachitischen Ganggranit und den typischen Alsbachiten aufzufassen hat.

c) **Schloßberg von Persenbeug.** An der Donaustraße ist ein verhältnismäßig gutes Profil erschlossen (Figur 6). Es beginnt im Osten mit dem alsbachitischen Ganggranit. Wenn auch nicht immer so typisch ausgebildet, wie bei den bereits besprochenen Aufschlüssen, so erkennt man doch schon makroskopisch die Zugehörigkeit. In diese Masse dringt nicht weit von der westlichen Grenze und dieser parallel ein vielleicht 30 bis 40 cm breiter Alsbachitgang empor im Sinne der Paralleltextur im Muttergestein; gegen letzteres setzt es ziemlich scharf ab. Es ist verhältnismäßig dunkel und reich an Biotit. Mikroskopisch schließt es sich in allem den echten Alsbachiten an.

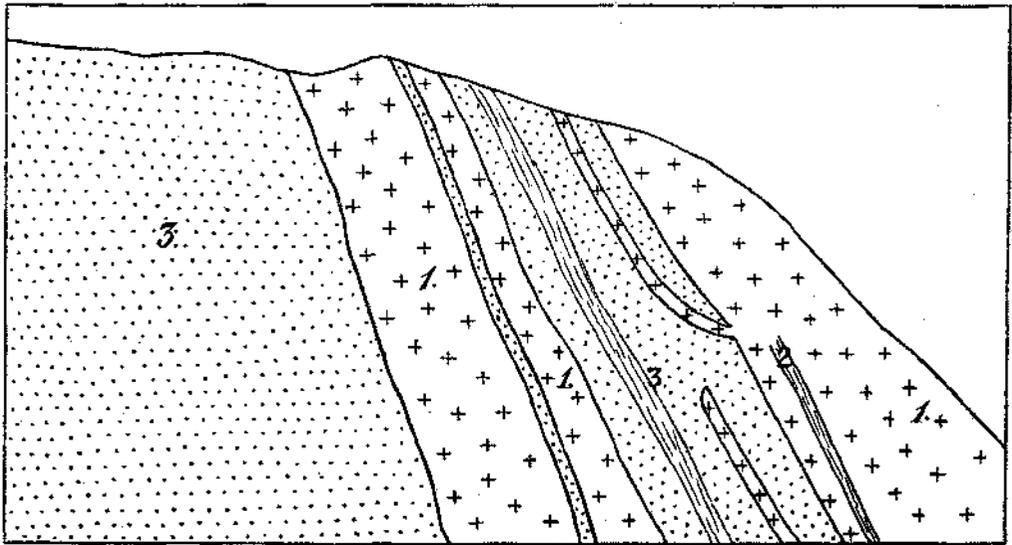


Fig. 6. Schloßberg, Persenbeug an der Donaustraße, Länge etwa 15 m. 1. Alsbachitische Ganggranit. 2. Alsbachit. 3. Malchit, zum Teil geschiefert.

Es folgt dann eine Serie von Malchitgesteinen. Daß diese älter sind als die alsbachitischen, geht deutlich hervor aus dem Intrusionsverband, in dem beide zueinander stehen. Zum Teil sind es seitliche Apophysen, zum Teil dringen sie von unten empor. Weiter westwärts sind es nur noch Malchite, die in den Adergneisen Gänge bilden.

Die Malchite sind nicht immer in derselben Weise ausgebildet. Bald ist das Gestein richtungslos, bald schiefzig; hier zeigt es körnige Struktur, dort ist es beinahe dicht ausgebildet. Das Mikroskop zeigt, daß alle diese Gesteine zusammengehören. An einer Stelle gewahrt man verhältnismäßig große Feldspatkristalle neben unregelmäßigen Körnern in einem biotitreichen Gestein; desgleichen kleine porphyrische Biotitplättchen.

d) **Aufschluß bei Kilometer 56 (Persenbeug-Weins).** Kurz vor dem Osteingang des Persenbeuger Tunnels ist ein Profil angeschnitten, das insofern merkwürdig ist, als hier nur zwei Gesteinsarten zusammen in den Schieferen vorkommen: schieferige Malchite und echte Alsbachite. Bei dem starken Wechsel auf engem Raum und ziemlich weitgehender Verwitterung und Verwischung der Grenzen war es nicht leicht, sich über die Verhältnisse in allen Einzelheiten klar zu werden. Figur 7 gibt die Auffassung wieder, zu der wir nach wiederholten Besuchen und möglichst genauer Skizzierung gekommen sind.

Der Malchit ist schieferig und stark verwittert und würde hier für sich allein gewiß nicht als solcher erkannt werden. Seiner Schieferung folgen die Alsbachite, die aber auch in die Schiefergneise übergreifen. Sie zeigen verschiedene Ausbildung und wechseln zwischen hell und dunkel, und zwischen mehr körnigem und dichtem Gefüge. Sie sind alle deutlich parallel struiert, entsprechend ihrer äußeren Umgrenzung, während die Paralleltexur mit der der Schiefer nichts zu tun hat. Daß dieselbe durch fluidale Bewegungen in dem zähflüssigen Magma zustande kam, zeigt schön der kleine Gang oben rechts, bei dem an einer Einschnürung die dunkleren, biotitreicheren Lagen zusammenlaufen. Die sich links anschließende, beinahe horizontal verlaufende Apophyse zeigt am oberen Rand pegmatitische Nester. Unterhalb ist das Gestein vielfach hell und dicht; es sondert sich hier in parallelen Schalen ab, entsprechend den biotitreichen Schlieren. Weiter nach links stellt sich mehr körnige und porphyrische Struktur ein. Auch ist das Gestein öfters dunkler. Inwieweit etwa Vermengungen mit dem schieferigen Malchit, also endogener Kontakt daran schuld ist, konnte nicht festgestellt werden. Jedenfalls wäre auch mit dieser Möglichkeit zu rechnen.

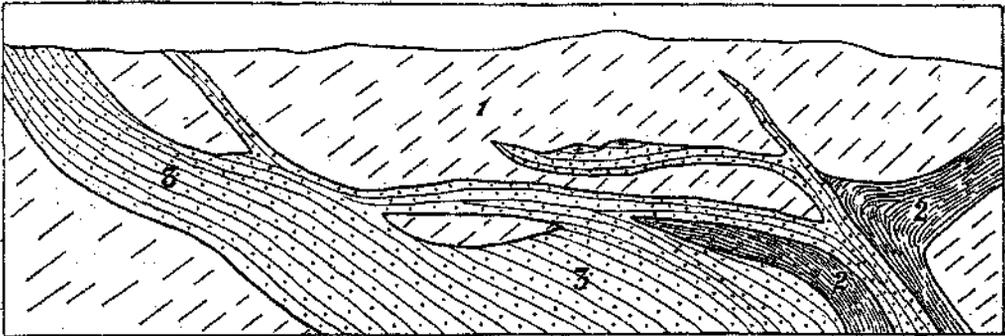


Fig. 7. Aufschluß bei Kilometer 56 der Eisenbahnstrecke Persenbeug—Isperdorf—Weims. Länge etwa 13 m. 1. Schiefergesteine. 2. Malchit. 3. Alsbachit.

Weitere Aufschlüsse, wie z. B. wenige hundert Meter ostwärts, ferner zwischen Kilometer 52 bis 53 (Persenbeug-Marbach), wozu sich voraussichtlich noch manche andere gesellen werden, wurden nicht eingehender untersucht. Das bisher gewonnene Bild dürfte dadurch kaum wesentliche Veränderungen erfahren.

3. Zusammenfassung.

Aus den bisherigen Ausführungen geht wohl zur Genüge hervor, daß die behandelten Ganggesteine, wozu auch die aplitischen Injektionen zählen, wirklich die Spaltungsprodukte der granitischen Intrusion darstellen. Ihr Eindringen in die nunmehr kristalline Umgebung fällt für einen Teil derselben mit der Hauptphase der Granitintrusion zeitlich zusammen, während andere Gangaufüllungen erst verhältnismäßig spät an ihren Platz gelangten, da man aus ihrer feinkörnigen bis dichten Ausbildung auf ein bedeutendes Sinken der Temperatur im Nebengestein schließen muß. Trotzdem wird man all diese Nächstschübe ohne Bedenken in ein und dieselbe Intrusionsperiode verlegen dürfen, über deren Dauer wir uns schwerlich eine genauere Vorstellung zu machen vermögen.

Wir wiesen bereits hin auf die eigentümliche Erscheinung, daß die aplitischen Spaltungsprodukte in dem eigentlichen Granitmassiv spärlich auftreten, indes die lamprophyrischen und intermediären gänzlich zu fehlen scheinen; daß demgegenüber in der breiten Zone der kristallinen

Schiefer die granitischen Ganggesteine eine außerordentliche Verbreitung erlangen. Wir möchten den Grund dafür z. T. wenigstens suchen in lakkolithischen Spaltungen im Sinne Bröggers, die allem Anscheine nach nichts anderes bedeuten als eine stoffliche Beeinflussung des Granits in seinen Randzonen durch endogenen Kontakt. Zu dieser Vermutung drängte uns einerseits die Ausbreitheit der granitischen Mischgesteine an der Grenze des Massivs, andererseits das größere oder geringere Gebundensein von gewissen Gesteinstypen an bestimmte Zonen, ferner die Anwesenheit von Mineralien wie Andalusit, der wohl sicher dem ausgelösten Nebengestein entstammen dürfte.

Zu einer klaren Auffassung über die zeitliche Folge der einzelnen Gangausfüllungen konnten wir bisher nicht gelangen. Wahrscheinlich wird man aber wenigstens in beschränktem Maße eine Reihenfolge in bezug auf die Zeit ihres Empordringens aufstellen können.

III. Das Gneisgebiet östlich vom moldanubischen Batholithen.

Wir kamen schon auf die weite Zone von kristallinen Gesteinen zu sprechen, die sich östlich vom Granit der Donau-Moldau-Wasserscheide ausbreitet bis zum Kamptal: das Moldanubikum F. E. Sueß, zu dem auch unser Gebiet gehört. Es kann nicht in unserer Absicht liegen, eine eingehende Beschreibung der verschiedenartigen hier vorkommenden Gesteinstypen zu geben, sind es doch im wesentlichen dieselben, die auch im Waldviertel die Gneisformation zusammensetzen. Diese ist aber durch die gründlichen Arbeiten Beckes und seiner Schüler zur Genüge bekannt. Zudem hat Sueß zu wiederholten Malen die in Frage kommenden Felsarten charakterisiert, um den Gegensatz zwischen der moldanubischen und der moravischen Zone darzutun. Selbst auf manche interessanten Einzelheiten einzugehen, verbietet sich durch den beschränkten zur Verfügung stehenden Raum.

Dazu wurde ein Teil jener Gesteine, die gewöhnlich zu den kristallinen Schiefen gerechnet werden, von uns in einer vor Jahresfrist erschienenen Arbeit (27) bereits behandelt; es sind die Granulite und andere Gesteine, die letzteren ihre Umwandlung verdanken. Bei der vermutlich ziemlich großen Zahl der Granulitdurchbrüche sowohl in unserem Gebiet als auch in der böhmischen Masse überhaupt, die wahrscheinlich alle zu den späteren großen Granitintrusionen zeitlich und genetisch in demselben Verhältnis stehen, wie die Granulite Sachsens zu dem Eindringen der Erzgebirgsgneise, dürfte für viele Gesteine sedimentärer Herkunft, wie wir damals (27, Seite 175) schon andeuteten, der Granulit die Ursache der ersten kristallinen Umwandlung gewesen sein, die sich vollzog in der Form der Eklogitfazies. Es kam in jener Abhandlung auch die Vergneisung zur Sprache, der manche Granulite, vornehmlich die schieferigen Abarten, sowie die Hornfelsgranulite später anheimgefallen sind. Wir verstanden darunter den Prozeß der Granitisierung, wobei parallelstruierte Gesteine auf den Schieferungsflächen mit granitischen Lösungen injiziert und imprägniert wurden, während eine zweite Umwandlung sich dabei wohl meist nur in dem Maße vollzog, als die Gesteine lange genug

in dem Bereich dieser Lösungen verharren, die wir uns heiß und in hohem Grade mit Mineralisatoren gesättigt vorzustellen haben. Auf diese Weise wurde die Wirkung der granulitischen Metamorphose zum großen Teil wieder verwischt, während alle jene Gesteine, die von ihr etwa verschont geblieben waren, nun durch die umwandelnden Agentien des Granits in den kristallinen Zustand übergeführt und vornehmlich durch die granitische Durchtränkung zu Gneisen wurden. Diese Vergneisung, wie wir den Vorgang kurz nannten, der von dem der Injektion wohl nur graduell verschieden ist, spielt nach unserer Überzeugung eine viel größere Rolle bei der Entstehung sehr vieler Gneise, als man heute noch vielfach anzunehmen geneigt ist.¹⁾ Es wird sich daher lohnen, auf diesen Gegenstand etwas näher einzugehen.

Bei dem Vorgange der Vergneisung können wir drei Grade und somit bei den Gneisen drei Arten unterscheiden, die sich jedoch nicht scharf voneinander trennen lassen, die vielmehr durch alle möglichen Übergänge miteinander verbunden sind: die Adergneise, die Mischgneise, wobei wir nicht allein an die eigentlichen Migmatite denken, und diejenigen, bei denen sich schwer entscheiden läßt, ob der eruptive oder sedimentäre Anteil überwiegt, die Nebulite in weiterem Sinne, wozu auch der endogene Kontakt zu rechnen ist.

1. Die Adergneise.

Es wurde bei der Behandlung der granitischen Spaltungsprodukte bereits der aplitischen Injektionen Erwähnung getan und auf ihre regionale Verbreitung hingewiesen. Wir sahen, daß das Vorkommen dieser injizierten Schiefer sich nicht auf die an den Granitbatholithen anstoßenden Gebiete beschränkt, sondern daß darüber hinaus bis in über 40 Kilometer Entfernung die aplitischen Adern stellenweise sogar in derselben Stärke das Gestein durchsetzen. Diese Durchdringung scheint im wesentlichen von drei Umständen abzuhängen, von der Nähe des granitischen Muttergesteins, von der Fähigkeit der Schiefer, solche Injektionen aufzunehmen, insofern diese in der Gesteinsart selbst begründet ist, und endlich in der tektonischen Beeinflussung derselben, vor allem während der Aplitisationsperiode.

Was zunächst die Nähe des granitischen Muttergesteins angeht, so dürfen wir diese natürlich nicht nach der oberflächlichen Entfernung von der Grenze des Batholithen beurteilen. So wäre es jedenfalls gefehlt, wollte man die starken Injektionszonen im Nordosten des Waldviertels mit dem vielleicht 40 und mehr Kilometer entfernten Granitmassiv in Verbindung bringen. Wir haben hier ohne Zweifel granitische Massen in gar nicht allzu großer Tiefe zu erwarten. Dafür sprechen auch die verschiedenen kleineren Granitdurchbrüche innerhalb dieser Gneiszone.

¹⁾ Neuere Beobachtungen, die wir unterdessen auf der Insel Flores (Kleine Sunda-Inseln) in der näheren und weiteren Umgebung von sehr jungen, wahrscheinlich miozänen Graniten machen konnten, wo man den Vorgang der Feldspatisierung, selbst ohne bedeutende Metamorphose und tektonische Beeinflussung, so unzweifelhaft verfolgen kann, haben uns natürlich in unserer Auffassung nur bestärkt. Die Bearbeitung des außergewöhnlich schönen und reichhaltigen Materials wird sicher ganz neues Licht auf diese und ähnliche Fragen werfen.

In bezug auf die Fähigkeit, solche Injektionen aufzunehmen, ist es von selbst klar, daß größere kompakte Massen älteren eruptiven Gesteins ohne Paralleltaxen an sich wenig dafür geeignet sind. So zeigen die präexistierenden Granulite und manche gabbroiden Gesteine unseres Gebietes tatsächlich sehr wenig aplitische und pegmatitische Durchaderung, vor allem nicht die schönen Flammen und pygmatisch gefalteten Adern. Hier konnten diese Gangfüllungen nur entstehen, wo das Gestein zuvor schon von Klüften durchsetzt war. Dasselbe gilt von vielen größeren kompakten Gesteinskörpern.

Ganz anders war es dort, wo Schichtung oder Schieferung natürliche Fugen boten. Hier konnte das leicht bewegliche aplitische Magma ohne Mühe eingepreßt werden. So entstanden bald feine Schnüre und parallele Adern, bald Linsen und Flammen, oft mit herrlichen Faltenbildern. Vorhandene Verrutschungs- und Verwerfungs-klüfte im großen wie im kleinen erleichterten diesen Vorgang, indem von diesen aus auf Tausenden von Seitenäckerchen das schieferige Gestein imprägniert werden konnte.

Ganz besonders wichtig erscheint uns der dritte Umstand, die tektonischen Vorgänge während der Hauptphase der granitischen Intrusion, zu welcher die aplitische Durchaderung zu rechnen ist. Man darf wohl als sicher annehmen, daß bei dem Emporsteigen von so gewaltigen granitischen Massen diese als durchaus plastische Unterlage äußerst empfindlich waren für jeden tektonischen Druck oder Zug.¹⁾ Diesen Bewegungen aber mußten sich die darüberliegenden sedimentären Gesteinsserien anpassen. So entstanden gewiß Schollenbewegungen mit Brüchen und Überschiebungen; vielleicht sanken dabei größere Massen tiefer ein in das granitische Magma. Gerade die auf diese Weise geschaffenen Diskordanzen erleichterten in bedeutendem Maße das Eindringen des aplitischen Magmas. Anders bliebe die so gleichmäßige Durchtränkung so weiter Gebiete schwer verständlich.

2. Die Mischgneise.

Zwischen Adergneisen und Mischgneisen läßt sich sicher in vielen Fällen keine genauere Grenze ziehen. Denn neben den größeren weißen Adern, von denen diese Gesteine ihren Namen haben, finden sich beinahe immer, wenn das Gestein nur dünnschieferig genug war, noch zahllose feine und allerfeinste Äderchen. Reinhold (28) hat nun gezeigt, daß durch die langandauernde Berührung des aplitischen Magmas mit dem Nebengestein ein Stoffaustausch stattgefunden hat in der Weise, daß ersteres entsprechend kaliärmer und kalkreicher wurde. Das kommt zum Ausdruck im Feldspat der Adern, der vorwiegend als Plagioklas zur Ausbildung kam, und in chemischer Hinsicht übereinstimmt mit dem Feldspat des jeweiligen Gesteins, in dem die Adern auftreten. Wenn nun aber ein Stoffaustausch als bewiesen gelten muß, dann ist durch denselben auch das Nebengestein verändert worden. Es sind ihm einerseits Stoffe entzogen, andererseits aber auch zugeführt worden, die vielleicht als Kaliglimmer, meist aber wohl als Feldspat, im wesentlichen

¹⁾ Die Intrusion behindert eine weitere Faltung, während sie dieselbe im flüssigen Zustande begünstigt. Bubnoff, Geolog. Rundschau, XIII, 163.

Plagioklas zur Kristallisation kamen. Diese Feldspate sind sehr oft mikroskopisch klein; vielfach bilden sie bald mehr oder weniger idiomorphe Porphyroblasten, bald kleinere oder größere Augen in dem Maße, als die Kristallisation behindert war oder durch seitliche Pressung beeinflusst wurde.

Je intensiver die Durchdringung mit dem „Granitsaft“ wird, um so weniger tritt ein Gegensatz von Ader- und Schiefergneis zutage. Vor allem in der Granitnähe, in den konkordanten Kontakten, oder bei im Granit eingeschlossenen größeren Schollen treten diese Adern oft ganz zurück. Es entstehen dann Perl- und Körnelgneise, die des öfteren größere Porphyroblasten oder auch Augen von Kalifeldspat aufweisen.

Solche im Granit schwimmende kleinere und größere Schollen sind an der Eisenbahnstrecke Weins—Sarmingstein wiederholt angeschnitten, so bei Kilometer 64·2—3, 66·5—7, 66·9—10, 67, 67·4. Die größte, von etwa 200 Meter Mächtigkeit, findet sich bei Kilometer 66·5—7. Dieselbe ist steilgestellt, und die unterschiedenen, mehr oder weniger parallelen Lagen zeigen kaum eine tektonische Deformierung. Der Übergang vom körnigen Kristallgranit ist hier ziemlich unvermittelt, während bei anderen der erwähnten Einschlüsse der umgebende Granit flaserig und schieferig wird. Zur Entstehung zu eigentlichem Flasergranit, wie man erwarten sollte, kommt es innerhalb dieser Schollen nirgends, es sei denn, daß man die an einigen aplitreicheren Stellen auftretenden flasergranitähnlichen Bildungen dazu rechnen will. Korn und Ausbildung sind in den einzelnen Lagen sehr verschieden. Bald sieht man ziemlich feinkörnige mehr hornfelsähnliche Gneise mit nur wenigen und kleinen Feldspateinsprenglingen, während an anderen Stellen Körnelgneise und endlich Perlgneise entstehen, bei denen oft große, ziemlich scharf umgrenzte Kalifeldspate als Porphyroblasten hervortreten. Letztere Ausbildung kommt vor allem in den randlichen Teilen vor, was es doppelt wahrscheinlich macht, daß diese Feldspatporphyroblasten eingedrungenen granitischen Lösungen ihre Entstehung verdanken. Das so sehr verschieden ausgebildete Korn aber dürfte von der verschiedenen Fähigkeit der einzelnen Lagen, diese granitischen Lösungen aufzunehmen, abhängen, da Tiefen-, beziehungsweise Temperaturunterschiede hier ganz gewiß nicht in Frage kommen. Etwas von dem, was man gewöhnlich als „Kontaktwirkung“ bezeichnet, ist nicht wahrzunehmen. Bei dem wahrscheinlichen Tonerdreichum wird man neben reichlichem Glimmer auch Cordierit und Andalusit erwarten dürfen, obwohl diese Mineralien in den untersuchten Schriffen nicht nachgewiesen wurden.

Gesteine wie in dieser Scholle kommen nach F. E. Sueß vielfach am Granitkontakt vor. Der Granit geht dort allmählich über „von der grobporphyrischen Textur zur mittelkörnigen, streckenweise schieferigen Ausbildung und weiter hin zu mittel- und feinkörnigen Perl- und Körnelgneisen, in denen das vorherrschende biotitreiche Gestein mit amphibolitischen und aplitischen Schlieren wechselt. In diesen Gesteinen stellen sich häufig auch Granaten ein, und der Struktur nach vollkommen diffus und unbestimmt vollzieht sich auf verschiedenen Strecken der Übergang zu weißen Granatgneisen, zu Cordieritgneisen

oder zu den körnigen Biotitplagioklasgneisen, die wieder mit den feinkörnigen Sedimentgneisen verbunden sind.“¹⁾

Hierhin gehört auch wohl ein eigentümliches Syenitisches Gestein, das in der Umgebung von Kilometer 63 innerhalb der Schiefergneise auftritt. Leider sind die Grenzen und damit die Übergänge zu den letzteren verdeckt.

Das Gestein ist parallel struiert, welchem Umstande wohl die gute Spaltbarkeit zu danken ist, und damit seine Verwendbarkeit als Prellstein an den Wegen in der weiteren Umgebung.

Es ist ziemlich reich an dunklen Mineralien, an Biotit und Hornblende, daher die etwas dunklere Farbe. Zwei bis drei Zentimeter große Kalifeldspateinsprenglinge passen sich gewöhnlich, doch nicht immer der Paralleltexur an. Öfters sind die Enden, wie bei den Augengneisen, ausgezogen, was auf porphyroblastische Ausbildung schließen läßt. Diese letzteren in Verbindung mit dem etwas unruhigen Charakter sowie im Mikroskop zu erkennende Reste mit Hornfelsstrukturen, welche die

1) (Die Sperrungen sind von uns vorgenommen.) Nach unserer oben dargelegten Auffassung, die sich stützt auf Beobachtungen an den eingeschlossenen Schiefer-schollen, handelt es sich bei den Perl- und Körnelgneisen, in die der Granit meist allmählich übergeht, um granitisch imprägnierte und unvollkommen assimilierte Sedimentgesteine. Wäre der Prozeß durch die schließlich eingetretene Temperaturerniedrigung nicht unterbrochen worden, so wären zunächst wohl Flasergranite entstanden. In typischer Ausbildung konnten wir diese in ursprünglicher Lagerung nicht nachweisen. Wir fanden aber größere Schollen davon in dem feinkörnigen, jüngeren Granit in dem großen Steinbruch auf der Höhe oberhalb Sarmingstein. Es ist ein grobkörniger Augengneis, der gewiß zu dem grobkörnigen Kristallgranit gehört, in dem der feinkörnige auftritt. Dieser mag den weiter fortgeschrittenen Prozeß der granitischen Durchdringung und Assimilierung darstellen. Hierauf deuten wohl auch die erwähnten flasergranitähnlichen Partien in der beschriebenen Scholle, wie auch analoge Ausbildungen in der Umgebung mancher Einschlüsse.

Klemm hat neuerdings (25, S. 6, Taf. 1) einen Flasergranit, beziehungsweise die Übergänge von Schieferhornfelsen in diesen an einer großen, geschliffenen Platte der Sammlung der Hess. Geolog. Landesanstalt beschrieben und bei der Gelegenheit seine Meinung dahin geäußert, daß analog ausgebildete Gneismassen, wie die Schapbach- und Renchgneise des Schwarzwaldes, nichts anderes darstellen, als weite granitische Mischzonen, bei denen bald das granitische, bald das sedimentäre Material überwiegt. Klemm gedenkt in Bälde seine auf breiter Unterlage gewonnenen Überzeugungen ausführlicher darzulegen. Selbst die Kinzigite sind noch reichlich mit Granit injizierte und imprägnierte Sedimentgneise, wovon man sich leicht in der Gegend von Schenkenzell im Kinzigtale überzeugen kann.

Auch Richarz (Die Umgebung von Aspang am Wechsel, Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1911) kam beim Studium der Aufschlüsse bei den damaligen Tunnelbauten zu ähnlicher Überzeugung; er schreibt: „Es stellte sich mit immer größerer Deutlichkeit heraus, daß alle geschieferten granitischen Gesteine nicht mehr reine Granite sind, sondern daß sie alle mehr oder weniger Material aus der Schieferhülle aufgenommen, und daß durch Anpassung der Granitbestandteile an diese Schiefer die Schieferung der Granite zustande kam.“ Er stützt sich vor allem auf die Beobachtungen, daß „im großen . . . die Granitgneise und die granitfreien Schiefer konkordant gelagert sind“, daß man „die Schieferreste in den schieferigen Graniten stets mehr oder weniger deutlich von dem granitischen Anteil unterscheiden kann“, daß selbst im Handstück „deutliche Granitlagen abwechseln mit schmalen oder auch breiteren biotit- und muskovitreicheren Schieferbändern, die oft viele Biegungen machen, besonders wo ein Mikroklin im Wege liegt“, und daß an andern Stellen „sich die Schieferbänder mehr oder weniger verschmälern“, „zu dünnen Flasern werden“ und „endlich ganz verschwinden oder in einzelne Schieferfetzen aufgelöst sind, welche im Granit zu schwimmen scheinen“.

parallelen Züge von Biotit und Hornblende begleiten, scheinen für ein granitisches Mischgestein zu sprechen, obwohl die mikroskopische Struktur sonst die der Eruptivgesteine ist. Vielleicht darf man hier an eine Art endogenen Kontakt denken.

Nach den in obigem geschilderten Verhältnissen, wie sie sich der unbefangenen Betrachtung darbieten, gibt es auch in unserem Gebiet außer den Ortho- und Paragneisen Rosenbuschs und Grubenmanns noch eine weitere sehr verbreitete Klasse, die Mischgneise oder, wenn man will, Metagneise, wie Weinschenk dieselben zu nennen vorgeschlagen hat. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß auch sehr viele Orthogneise als solche ursprüngliche Bildungen sind und neben tektonischer Durchbewegung vor der endgültigen Verfestigung ihren Gneischarakter einer Mischung von Granit und Schiefer verdanken. Zu diesen Orthogneisen gehört, wie man aus den Darstellungen Beckes und Himmelbauers wohl entnehmen muß, auch der Gföhlergneis. Auch er ist allem Anschein nach ein Mischgneis. Darauf deuten hin „die lagenweise Anreicherung an Biotit, die dem Gestein ein unruhiges Aussehen gibt“ (7, S. 218), die pegmatitischen Schlieren, die mit dem Gestein innig verwoben sind (7, S. 192), „die Granaten, die sich fast immer finden und namentlich der Sillimanit in den Randpartien“ (7, S. 218), die manigfachen Einschlüsse, z. B. von umgewandeltem Olivin (7, S. 207), vor allem aber die stellenweise deutlich zu beobachtenden allmählichen Übergänge in den Schiefergneis, besonders im nördlichen Teile des Westflügels (7, S. 218, 223—224).¹⁾

Was dann endlich nach Abzug aller bisher erwähnten Gneisarten für die reinen Paragneise noch übrigbleibt, ist im einzelnen schwer zu sagen, mit anderen Worten, es ist schwierig auszumachen, ob bestimmte Gneise von jeglicher Stoffzufuhr freigeblichen sind, welche Möglichkeit sicher zugegeben werden muß.

3. Die inverse Zonenstruktur der Plagioklase.

Anschließend hier noch ein Wort zur Frage der inversen Zonenstruktur der Plagioklase! Sie gilt bisher als eine Eigentümlichkeit der kristallinen Schiefer und als ein Merkmal zur Unterscheidung dieser von den Eruptivgesteinen.

Wir konnten nun im vorstehenden einige Beispiele von solcher in echten granitischen Ganggesteinen beibringen, die in keiner Weise zu den kristallinen Schiefen gezählt werden können (S. 143, 149, 150, 152, Fig. 1 und 2). Es sind chemisch ziemlich weitverschiedene Typen: ein Diorit-

¹⁾ Über das Wesen der Granulite als Orthogneise haben wir unsere auf vielen Beobachtungen gestützte Ansicht bereits früher geäußert (27). Auch sie sind aller Wahrscheinlichkeit nach ursprüngliche Bildungen, die ihren vielfach gneisartigen Charakter in den meisten Fällen nicht erst später durch eine besondere Metamorphose erhielten, sondern bei ihrer Verfestigung, wenn auch teilweise erst in der postmagmatischen Periode. Der Tonerdeüberschuß aber hat, wie wir wahrscheinlich machen konnten, nicht in einer Abgabe von Kali an das Nebengestein seinen Grund, er findet vielmehr in dem Mischgesteinscharakter seine genügende Erklärung. Dasselbe scheint auch für den Gföhler Gneis zu gelten.

porphyrit, ein Malchit und ein Alsbachit. Man darf wohl erwarten, daß bei aufmerksamer Beobachtung sich solche Beispiele auch aus anderen Gegenden finden werden. Tatsächlich versicherte uns denn auch ein hiesiger Geologe (Niederl. Ostindien), daß inverser Zonenbau nicht selten auch in andesitischen Gesteinen beobachtet wird und daß man denselben hier durch Druckschwankungen während der Abkühlung zu erklären pflegt. Dieser Erklärungsgrund könnte auch bei unseren Gesteinen wenigstens zum Teil zutreffen.

Es gibt aber noch eine weitere Erklärungsmöglichkeit, die wir bereits früher gelegentlich kurz zur Sprache brachten, als wir von derselben umgekehrten Zonenstruktur in Granuliten handelten (27, S. 159). Sie gründet sich auf den eigentümlichen Charakter der so gebaute Plagioklase führenden alsbachitisch-malchitischen Gesteine, die, wie man aus dem Odenwald weiß, so sehr zur Spaltung geneigt sind, selbst innerhalb desselben Ganges (24, S. 18). Spaltungen entsprechen auf der anderen Seite Mischungen, so daß an einer Stelle das Gestein basischer wird als es zuvor war, oder umgekehrt. In diesem Falle ist es leicht zu verstehen, daß bereits ausgeschiedene Plagioklaseinsprenglinge in den Randzonen an Anorthitgehalt zunehmen können.

Dieselbe Erklärungsmöglichkeit trifft aber in gleicher Weise zu für alle Mischgesteine (Gföhlergneis, Granulit usw.), die ihren Gleichgewichtszustand noch nicht erreicht hatten, zur Zeit, als bereits Feldspatkerne zur Ausbildung gekommen waren. Auch hier wurde stellenweise die chemische Zusammensetzung der zirkulierenden Lösungen verändert, so daß es anscheinend nichts Auffallendes mehr haben kann, wenn sich basischere Ränder um die saueren Kerne legten.

Das gleiche dürfte vielleicht auch für die mitgeteilten Beispiele in Andesiten gelten, da wir unterdessen auch an dergleichen Gesteinen ähnliche Mischungsvorgänge wahrnehmen konnten. Hellere Schlieren und Einschlüsse nämlich, die sicher nicht als Differenzierungen aufgefaßt werden können, da sie vielfach die Form von Sedimentgesteinsresten erhalten haben, heben sich deutlich von dem dunkleren Muttergestein ab. Wir hoffen, gelegentlich ausführlicher darüber berichten zu können.

Dann scheint es nicht mehr gewagt, noch einen Schritt weiter zu gehen, da ähnliche Verhältnisse in allen irgendwie granitisch imprägnierten Gesteinen herrschten, wo die granitischen Lösungen, die für einen Stoffaustausch sorgten, durch ihre auslaugende Tätigkeit mit der Zeit vielfach an Anorthitgehalt reicher wurden.

Wenn sich diese Auffassung als zutreffend erweisen sollte, dann dürfte auch der umgekehrte Schluß erlaubt sein, daß man es überall dort, wo man umgekehrten Zonenbau in Gneisen antrifft, mit offenbaren Mischgneisen oder doch mit stark granitisch imprägnierten Schiefen zu tun hat, gemäß unserer oben dargelegten Auffassung.

4. Die Ursachen der Metamorphose im Moldanubikum.

Von den besten Kennern des Moldanubikums, von Becke und F. E. Sueß, wird ein Einfluß der gewaltigen Granitmassen auf die Umwandlung der sedimentären Gesteine mit ihren prägranitischen Einlagerungen eruptiver Natur durchaus nicht verkannt. Im Gegenteil, es wird immer wieder betont, daß mit der Annäherung an den

Granitbatholithen die Metamorphose stärker wird. Ob letzteres in allen Fällen zutrifft, wagen wir nach unseren Beobachtungen in einem beschränkten Gebiet nicht zu entscheiden. Es wird auch von beiden Forschern „in manchen Fällen eine weitgehende körperliche Durchdringung des Nebengesteins durch das eindringende Magma“ angenommen, aber bei weitem nicht in dem Maße, als wir es im vorstehenden als überaus wahrscheinlich dargetan haben. Vielmehr glaubt F. E. Sueß, daß man deswegen bei vielen „lichten Adern und selbst adergneis-ähnlichen Bildungen“ nicht an Imprägnationsgneise denken darf, weil der geringe Orthoklasgehalt dieser Deutung widerspräche (37, S. 548). Auf diese Schwierigkeit hat Reinhold im wesentlichen bereits die Antwort gegeben (28), während F. E. Sueß bei derselben Gelegenheit selbst zugeben muß, daß diese Adern „mit orthoklasreicheren, gröberen Imprägnationen durch Übergänge verbunden sind“ (37, S. 548).

Erfreulicherweise ist man sich in Fachkreisen heute wohl eins über die Bedingungen, unter denen sedimentäre Ablagerungen in den kristallinen Zustand übergeführt werden: es sind neben entsprechend hohen Temperaturen und einem gewissen Maß von Druck vor allem die Mineralisatoren, vornehmlich überhitzte Wässer. Das Zusammenspiel dieser drei Faktoren bedingt Art und Grad der Metamorphose. Es wird sodann wohl allgemein zugegeben, daß „in großer Tiefe der Verlauf der Metamorphose demjenigen der Kontaktmetamorphose sich nähert“ (12, S. 51) und Heim schlägt neuerdings vor, auch bei der Kontaktmetamorphose, ähnlich wie bei der Tiefen- (Regional-) und der Dislokationsmetamorphose, die Dreiteilung in Epi-, Meso- und Kata-Kontaktmetamorphose zu machen. Als Grund gibt er an, daß „die Kontaktmetamorphose in den höheren Zonen an den eigentlichen Eruptivkontakt gebunden ist“, daß sie sich aber „mit der Annäherung an das ‚Granitbad‘ der Tiefe ausbreitet“ und „dort in hochgradige Regionalmetamorphose übergehen kann“; daß schließlich „in der Einschmelzung Regional- und Kontaktmetamorphose sich verbinden“. (A. Heim, Geologie der Schweiz, Band 2, S. 850.) Ähnliche Gedanken hat Sueß für das Moldanubikum schon längst ausgesprochen, wenn er schreibt: Im südlichen Urgebirge (von Böhmen) nehmen die Granitstöcke immer mehr zu an Zahl und Ausdehnung, sie stehen nur mehr mit Gneis- und Glimmerschiefern in Verbindung. An die Stelle der schmalen und undeutlichen Kontaktzonen treten die Übergänge zwischen Gneis und Granit, welche die Abgrenzung schwierig machen. Ausgedehnte Strecken von Cordirigtneis tragen den Charakter von Kontaktgesteinen; die Kontaktmetamorphose und die Regionalmetamorphose scheinen ineinander zu verschwimmen (34, S. 314).

Trotzdem scheint F. E. Sueß, wenn wir ihn recht verstehen, nach vielen andern Äußerungen den Einfluß der Granitmassen bei der Umkristallisation der weiten Gneisgebiete mehr als einen zufälligen aufzufassen. Nach ihm sind die vom Granit ausstrahlenden Agentien ein Faktor, der in manchen Fällen die Metamorphose, die unabhängig vom Granit in ähnlicher Weise verlaufen wäre, nur verstärkte. Bei seinen theoretischen Vorstellungen steht eben im Vordergrund immer das

tektonische Moment, die Versenkung in große Tiefen, „die moldanubische Masse“ wird „zu einer Tiefenscholle“, „zu einem Teil der Bathosphäre“ (37, S. 550). Gehen wir daher noch kurz ein auf die speziellen Bedingungen für die kristalline Umwandlung in der moldanubischen Masse.

1. Die Temperaturen: Daß diese recht hoch waren, geht aus der körnigen Ausbildung der Aplite und Pegmatite hervor. Sie war nach Becke (7, S. 214) im Waldviertel wohl nur wenig niedriger als die Erstarrungstemperatur der letzteren, aber hoch genug, um die Bildung hydroxylreicher Silikate wie Chlorit, selbst Epidot hintanzuhalten. Wenn man vorurteilsfrei die Verhältnisse betrachtet, so muß man wohl zur Überzeugung kommen, daß gerade diese granitische Durchträngung, die sicher weitaus bedeutender ist, als z. B. Sueß anzunehmen geneigt ist, als Hauptquelle der hohen Temperaturen zu betrachten ist. Diese heißen, ja überhitzten granitischen Lösungen, die wenigstens annähernd die Temperaturen des Granits selbst besaßen, mußten diese, soweit ihre Wirkung reichte, dem Nebengestein mitteilen. Ihre Reichweite war aber in der Tat eine regionale, wovon man sich leicht überzeugen kann.

Über die Tiefe, in der die Kristallisation vor sich ging, wissen wir nichts Sicheres. Selbst F. E. Sueß scheint neuestens deren Bedeutung geringer anzuschlagen, da er in einer kurzen Mitteilung über eine in Aussicht gestellte größere Arbeit für das Moldanubikum Intrusionstektonik annimmt, die aber, wie er selbst hinzufügt, kein Merkmal großer Rindentiefe ist. Er weist dabei hin auf den mittelböhmischen Granit, der bis in den verhältnismäßig seichten, nicht metamorphen Faltenbau des Barrandien aufgestiegen ist. (43, S. 2).

Wir sind nun in der Lage, weitere Momente aus unseren eigenen Beobachtungen hinzuzufügen für die wahrscheinlich nicht sehr großen Tiefen, unter denen die Umkristallisation vor sich ging. Wir haben gezeigt, daß die einzelnen Ganggesteine, die ohne Zweifel die Nachschübe des Granits bilden, in sehr verschiedener Weise zur Ausbildung kamen, bald gröber, bald feiner körnig bis dicht, und das bei chemisch und genetisch sicher gleichwertigen Gesteinen, wie z. B. den Pilitkersantiten (S. 144 bis 146), die noch dazu in wenigen Meter Abstand voneinander die Spalten ausfüllen (27, Fig. 10, S. 165). Der Grund dafür kann schwerlich in etwas anderem gesucht werden, als in der höheren, beziehungsweise niedrigeren Temperatur des Nebengesteins zur Zeit ihres Emporsteigens.

Wir wiesen auch hin auf den verschiedenen Grad der Umwandlung bei den Pseudomorphosen nach Olivin. In einem Falle, es ist in einem Dioritporphyrit mit mikropegmatitischer Zwischenmasse, zeigt die Pseudomorphose noch einen Reaktionsrand (S. 144), der wohl sicher vor Abschluß der Umwandlung zur Ausbildung kam. Bei anderen pilitähnlichen Aggregaten in denselben Gesteinen sind die Umgrenzungen unregelmäßig; der Olivin, so scheint es, wurde randlich ausgelöst, bevor die Umwandlung sich vollzogen hatte, oder es bestanden niemals scharf begrenzte Kristalle, welche letzteres anscheinend auch bei manchen Kersantiten vorkommt. Bei den eigentlichen

Pilitkersantiten lassen sich die früheren Kristallumrisse meist deutlich unterscheiden, und um so besser, je dichter diese Gesteine ausgebildet sind. Hier gerade läßt sich nun ein deutlicher Unterschied der Temperaturen nachweisen, unter denen die Umwandlung vor sich ging (S. 145). Bei den körnigeren Abarten bestehen die Pseudomorphosen zum allergrößten Teil aus großen Strahlsteinnadeln mit wenig Zwischenmasse von vermutlich farblosem Chlorit. Bei den dichteren dagegen besteht das Innere vorwiegend aus Chlorit mit anomalen blauen Interferenzfarben, in dem nur wenig kleine Strahlsteinnädelchen eingebettet sind. Auch für diesen so verschiedenen Grad der Umwandlung des Olivins in unmittelbar benachbarten Gängen läßt sich kaum eine andere einleuchtende Erklärung finden, als die verminderte Temperatur und die geringere Durchgasung des Nebengesteins während ihrer langsamen Abkühlung.

Auch bei einer anderen Klasse von Ganggesteinen, den Alsbachiten, läßt sich eine Verminderung der Temperaturen im Nebengesteine zur Zeit ihres Eindringens durchaus wahrscheinlich machen. Schon in den alsbachitischen Ganggraniten deutet die protoklastische Struktur auf Bewegungen in einem schon ziemlich abgekühlten zähen Kristallbrei hin, welche Abkühlung wahrscheinlich in der niederen Temperatur der Umgebung begründet war. Die Alsbachite selbst aber, die wie wir sahen, bald die Apophysen des Muttergesteins, bald Nachschübe in denselben darstellen, zeugen durch ihre meist sehr feinkörnige bis dichte Ausbildung bei porphyrischer Struktur für eine bedeutende Temperaturerniedrigung während ihrer Verfestigung.

Wenn nun diese angeführten Momente eine, im Verhältnis zur Temperatur während der Aplitisationsperiode weitgehende Abkühlung überaus wahrscheinlich machen für eine Zeit, wo dieselbe granitische Intrusion noch nicht zum Abschluß gekommen war, und für ein Gebiet, das der Massivgrenze ziemlich nahe liegt, so kann die Überdeckung entweder nie sehr mächtig gewesen sein oder man muß annehmen, daß unterdessen bereits ein viele tausend Meter mächtiges Gebirge zur Abtragung gekommen war; für letzteres aber fehlt jede Wahrscheinlichkeit. Wir sind daher durchaus berechtigt zur Annahme, daß die Quelle der hohen Temperaturen bei der Überführung der sedimentären Gesteine in den kristallinen Zustand im wesentlichen in den granitischen Massen zu suchen ist, die sich höchstwahrscheinlich auch unter der Gneiszone in irgendeiner Weise noch fortsetzen.

2. Die Mineralisatoren: Außer gewissen gasförmigen Substanzen, besonders Fluor, Chlor und Bor, welches letzteres in dem in kristallinen Schiefen so verbreiteten Turmalin gebunden wurde, ist es vor allem das überhitzte Wasser, das die Umkristallisation um ein Vielfaches erleichtert. Gewiß spielt bei der gleichmäßigen Durchwärmung so weiter Gebiete mit sedimentären Bildungen auch die Bergfeuchtigkeit eine nicht zu unterschätzende Rolle. Ihre Bedeutung tritt aber zurück, wenn man die ungeheuren Mengen von Wasserdampf berücksichtigt, die im granitischen Magma eingeschlossen sind und die zum allergrößten Teil während der Verfestigung desselben frei werden.

Nun treten aber im Moldanubikum die gewaltigen granitischen Massen nicht nur, wie bei kleineren Stöcken, in beschränkter Ausdehnung mit dem Nebengestein in Kontakt, sondern bei der regionalen Reichweite der Injektionen und Imprägnierungen werden die Berührungsfächen zwischen dem granitischen Magma und dem Schiefergestein vielleicht um mehr als das Hundertfache vermehrt. Soweit also die Durchtränkung geht, so weit reicht auch sicher die kristallisationsbefördernde Wirkung der vom Magma ausströmenden Gase. Aber wir dürfen noch weiter gehen. Bei der langen Dauer dieser Durchgasung werden die mineralbildenden Agentien, die wahrscheinlich unter hoher Spannung stehen, noch auf weite Strecken hin diffundieren, so daß kaum ein irgendwie durchlässiges Gestein ihrem Einflusse sich entziehen kann. Auf diese Weise mag man sich eine Vorstellung machen von der ungeheuren Bedeutung, die den überhitzten Wasserdämpfen bei der Umwandlung der Gesteine zukommt.

3. Der Druck: Daß der Druck für sich allein keine kristalline Gesteinsumwandlung zuwege bringen kann, wird heute wohl allgemein zugegeben. Was er bewirkt, geht gewöhnlich nicht über die rein mechanische Gesteinszertrümmerung hinaus. Andererseits kann es nicht zweifelhaft sein, daß er bei der Metamorphose eine wichtige Rolle spielt. Aber sein Einfluß scheint neben dem der bereits besprochenen Faktoren mehr ein mitbestimmender, ein dem Verlauf der kristallinen Umwandlung in vielen Fällen modifizierender zu sein, da höchstwahrscheinlich auch ohne sein Zutun, allein durch die granitische Imprägnierung von zuvor bereits geschieferten Gesteinen, Gneise entstehen können. (Siehe Fußnote S. 159.) Somit scheint der Druck nicht immer eine unerläßliche Bedingung zu sein.

Was sodann die Stärke des für die Überführung von Sedimenten in den gneisartigen Zustand erforderlichen Druckes angeht, so scheint das eine sicher zu sein, daß jeder Belastungsdruck, der genügt, um das granitische Magma eben als Granit und nicht als Granit- oder als Quarzporphyr kristallisieren zu lassen, auch genügen muß für die Bildung der kristallinen Schiefer. Und wenn es überaus wahrscheinlich ist, daß in vielen Fällen die belastende Decke über dem Granit nie sehr mächtig war, so wird man auch den Belastungsdruck als Bedingung für die kristalline Umwandlung nicht allzu hoch anzuschlagen brauchen. Wenn wir trotzdem in den moldanubischen Schiefen und Gneisen tatsächlich eine reiche tektonische Fazies vorfinden, so dürfen wir zunächst nicht vergessen, daß so gut wie sicher eine prägranitische Tektonik bereits vorhanden war. Denn die zahlreichen dem Eindringen der granitischen Massen voraufgehenden Granulitintrusionen hatten ohne Zweifel nicht nur eine teilweise kristalline Umwandlung der Schiefergesteine im Gefolge, sondern waren auch von einer gewissen Intrusionstektonik, wenn nicht gar von eigentlichen gebirgsbildenden Bewegungen begleitet, ähnlich wie in Sachsen. Was dann nach Abzug dieser prägranitischen Tektonik, deren Ausmaß sich heute schwer mehr wird feststellen lassen, übrig bleibt, wird man der granitischen Intrusionstektonik zuzuweisen haben, da postgranitische Faltungen von irgendwelcher Bedeutung so gut wie ausgeschlossen sind.

Inwieweit F. E. Sueß, der neuerdings mit Recht die Intrusionstektonik, die er für die ganze moldanubische Scholle im wesentlichen schon längst behauptet hat, so sehr in den Vordergrund rückt, die bei dieser wirksamen Druckkräfte auch für die kristalline Umwandlung der Schiefer in Anspruch nimmt, läßt sich aus seinen bisherigen Veröffentlichungen nicht entnehmen.

Nach unseren im vorstehenden bereits zum Ausdruck gebrachten Anschauungen fällt die Umkristallisation der Schiefer der Hauptsache nach in die Aplitisationsperiode. Denn das war die Zeit, wo mit der weitestgehenden granitischen Durchtränkung auch die Durchgasung und die Durchwärmung ihren Höhepunkt erreichten. Aber auch die Empfindlichkeit für Druckbeanspruchung war in keinem anderen Augenblicke größer als damals, wo wegen der überreichen Lösungsmittel und der durch die ausgebreiteten aplitischen Injektionen geschaffenen Gleitflächen eine außerordentliche Beweglichkeit herrschte. Man kann sich kaum Bedingungen vorstellen, die einer Dehnung der Schiefer, einem Auseinanderfließen in den Schicht- oder Schieferungsflächen und damit einer Ausplättung so günstig waren, als die vorhin genannten.

Dieser Auffassung scheint auch Sander zu sein, wenn er gegenüber Reinhold, der die Frage offen läßt, die Meinung vertritt, daß die Faltung der Aplitadern in den Adergneisen (verdünnt bis lenticularisiert, wo sie parallel der Schieferung, gestaut und verdickt, wo sie quer zu ihr verlaufen) und die Druckschieferung korrelierte Differenzialbewegungen sind, die derselben mechanischen Beanspruchung entsprechen, mithin gleichzeitig verliefen. Da aber die gefalteten Aplitadern nach demselben Forscher präkristalline Tektonite sind, das will sagen, daß dieselben nach Abschluß der Kristallisation nicht mehr differenzial bewegt wurden, so fällt die Deformierung derselben in die Zeit vor der Verfestigung. Somit ist nach Sander die Ausbildung der Paralleltexur in den Schiefen und Gneisen, insofern sie nicht schon vorher vorhanden war, in der Hauptsache in die erste Phase der granitischen Intrusion, in die Aplitisationsperiode zu verlegen.¹⁾

Mit der Intrusionstektonik bei konkordanten Massiven, und darum handelt es sich im Moldanubikum, ist gegeben, daß das Streichen im Granit sowohl als auch in den umgebenden Schiefergesteinen nicht so einheitlich verläuft, wie wir es in den Faltengebirgen gewohnt sind. Das mag vor allem seinen Grund haben in der Empfänglichkeit dieser plastischen Massen, zu denen wir in einem bestimmten Grade auch die Schiefer während der Aplitisationsperiode rechnen müssen, für örtliche Abweichungen in der Druckrichtung, die in einzelnen Fällen bis zur Querfaltung führen mögen. Trotzdem finden sich nach Sander die nach Osten gerichteten Falten und Fältelungen bei weitem in der Überzahl. Selbst in größeren Massen, wie im Gföhler Gneis, ist eine ausgesprochene ostwärts gerichtete Bewegung nicht zu verkennen.

¹⁾ Etwas später eindringende, weniger stark verschweißte Aplitadern setzen gradlinig durch das Gestein; sie wurden also von der Faltung nicht mehr ergriffen. (7, S. 214.)

Allem Anscheine nach handelt es sich beim Gföhler Gneis um eine intrusive Decke von Mischgneis (S. 163). Die schwebende Lagerung auf Schiefergneisen, in die er teilweise übergeht, läßt sich schwerlich anders deuten, während bei dieser Auffassung auch die Paralleltexur bei mehr oder weniger horizontaler Lagerung in den fluidalen Bewegungen in dem halb flüssigen, halb plastischen Mischgestein zur Zeit der „Überschiebung“ ihre ungezwungene Erklärung findet (Protoblastese!) Wenn nun Deckfalten auf der anderen Seite Wurzelzonen entsprechen, so wird man auch für die Gesteine vom Typus des Gföhler Gneises solche im Westen zu suchen haben.

Der nach Osten gerichtete Druck scheint schließlich in großartiger Weise, einer gewaltigen Brandung vergleichbar, in der berühmten „Moravischen Überschiebung“ zur Auswirkung zu kommen.

Bekanntlich läßt F. E. Sueß zur Zeit, als das kristalline (varistische) moravische Gebirge (die Sudeten mit ihrer südlichen Fortsetzung) bereits gebildet war, die moldanubische Scholle in ihrer Gesamtheit sich gegen die moravische bewegen und teilweise über dieselbe hinweggleiten. Dabei wurden die moldanubischen Gneise durch Diaphtorese in Glimmerschiefer umgewandelt, die heute noch in einer Zone von wechselnder Breite das Moravikum umgeben.

Es liegt uns fern, uns in die Kontroverse Sueß-Hinterlechner bezüglich dieses Gegenstandes einmischen zu wollen. Soviel scheint man aber aus den bisherigen beiderseitigen Äußerungen entnehmen zu können, daß einerseits ein Gegensatz in der tektonischen Fazies hüben und drüben nicht zu verkennen ist und daß mithin zwischen dem Moldanubikum und dem Moravikum eine wichtige tektonische Störungslinie auf weite Strecken sich hinziehen muß; daß aber andererseits diese Linie nicht immer so klar und scharf ausgeprägt ist, als es von der Theorie gefordert wird.

Auch der Friedberger Granit im Norden z. B., den Sueß zum Moravikum zählt, gehört nach H. Cloos bereits zum Moldanubikum, da er mit dem Strehleiner Granit eine Einheit bildet (10, S. 83 und 89).

Dazu kommt, daß auch vom chemisch-mineralogischen Standpunkt aus Schwierigkeiten erhoben werden, die Becke darin erblickt, daß man in der mechanischen Verarbeitung den Grund für chemische Unterschiede suchen will, wie sie zwischen Schiefergneis und Glimmerschiefer bestehen, während er ebenso vom petrographischen Gesichtspunkt aus den Vorgang der Überführung von Schiefergneis in Glimmerschiefer durch Diaphtorese noch nicht als geklärt beschaut (7, S. 189 und 199). Aus all dem wird man folgern dürfen, daß die zweifellos großzügigen Kombinationen Sueß, im einzelnen mancher Korrekturen und Einschränkungen bedürfen.

Es sei uns erlaubt, kurz Stellung zu nehmen zu den Gedanken- gängen Sueß, insofern sich das aus unserer Auffassung über Art und Wesen der Metamorphose im Moldanubikum von selbst ergibt. Wir sehen dabei möglichst ab von allen theoretischen Nebenvorstellungen.

Wir betrachten, um es noch einmal zu sagen, als Quelle der umwandelnden Agentien ausschließlich die gewaltigen granitischen Massen, die sich unter den moldanubischen Schiefergneisen noch hinziehen und teils auch oberflächlich recht nahe an die moravische Zone heranreichen (Granit von Groß-Meseritsch), teils in den starken Injektionszonen nahe

der Grenze sich noch offenbaren (östlich vom Kamptal im Doppelgraben [7, S. 212]). Der dabei wirksame Druck aber war der sich mit dem Intrusionsdruck verbindende seitliche Zusammenschub, der wohl am stärksten zur Geltung kam gerade zur Zeit der überaus weitgehenden aplitischen Injektionen. Denn damals bestand unter dem Einfluß der letzteren ohne Zweifel eine hohe Plastizität und eine außerordentliche Beweglichkeit innerhalb der moldanubischen Massen, während nach der Kristallisation der Ader- und Mischgneise mit dem verhältnismäßig raschen Sinken der Temperaturen auch die Empfindlichkeit für tektonische Druckbeanspruchung auf ein Minimum herabsank.¹⁾

Für die Tatsächlichkeit dieser Anpressung scheinen sich gerade im Süden, vor allem in der weiteren Umgebung von Horn, überzeugende Momente beibringen zu lassen.²⁾ Dieselbe scheint vor allem zu folgen aus den tektonischen Strukturlinien innerhalb der moldanubischen Schiefer und Gneise. Diese verlaufen allem Anscheine nach nicht so ganz unabhängig von den Konturen des moravischen Gebirges, wie man nach den Darstellungen von F. E. Sueß wohl annehmen müßte, während andererseits zuzugeben ist, daß dieses Anpassen an die moravischen Aufwölbungen vor allem weiter nach NO in den meisten Fällen nicht oder nur sehr unvollkommen erreicht wird.³⁾ Aber bei Horn, wo etwas nördlich der weit nach W vorspringende Bogen den Verlauf des moravischen Gebirges bezeichnet, läßt sich ein Einfluß auf die Streichrichtungen innerhalb der moldanubischen Gneise nicht verkennen. Dieser tritt vor allem deutlich in die Erscheinung in der Horner Bucht selbst, wo dieselben Schiefergneise mit ihren Einlagerungen aus der NS-Richtung in die west-nordwestliche umbiegen. Solch tiefgreifende tektonische Beeinflussungen sind aber nur denkbar in außerordentlich plastischen Massen, wie wir uns die Schiefergneise während der Aplitisationsperiode vorzustellen haben, nicht aber in starren vergneisten Schollen. Folglich war es höchst wahrscheinlich gerade diese Periode, während welcher die moldanubischen Massen gegen das Moravikum bewegt und angepreßt wurden. Die Gesteine aber, die dabei unmittelbar an oder auf das Moravikum zu liegen kamen, sind jene, die noch heute als Glimmerschiefer dieses umsäumen.

Nach der Auffassung Sueß' sind diese Glimmerschiefer, wie wir sahen, Tiefendiaphtorite, entstanden während der Überschiebung bei höheren Temperaturen.

Daß nun zunächst als Ursachen der Temperaturen nicht die Tiefenunterschiede in Frage kommen können, ergibt sich aus der einfachen Überlegung, daß ja die moravischen Gesteine, mit den Merkmalen einer

1) „Die Intrusion behindert eine weitere Faltung, während sie dieselbe im flüssigen Zustande begünstigt.“ (Bubnoff, Geolog. Rundschau, XIII, 163.) Daher möchten wir gerade in diese Periode die Anpressung der moldanubischen Scholle an das relativ starre Moravikum in der Hauptsache verlegen.

2) Leider sind uns diese Gegenden aus eigener Anschauung nur in beschränktem Maße bekannt. Wir müssen uns daher auf die geologischen Karten von Becke (7) und Sueß (37) verlassen.

3) Vielleicht ist auch die Änderung der Streichrichtung im Moravikum (O-NO) daran schuld, während die Druckrichtung im Moldanubikum in der Hauptsache nach O zeigt.

niedrigeren Temperaturstufe, während der „Überschiebung“ zum großen Teil unter den moldanubischen Schiefen, also noch tiefer lagen. Sie hätten daher in der größeren Tiefe Struktur und Mineralbestand ändern müssen, was nicht der Fall ist. Somit müssen die Temperaturen einer anderen Quelle entstammen, die nach unserer Auffassung allein im Granit gesucht werden kann.

Was sodann die „Diaphtorese“ betrifft, so scheint sie uns in der Tat auf dasselbe hinauszukommen, was Weinschenk als Piezokontaktmetamorphose an Tonschiefern bezeichnet hat, bei dem an Stelle von Hornfelsen und ähnlichen Gesteinen mit Andalusit und Cordierit Glimmerschiefer entstehen mit Granat, Disthen, Staurolith usw. Das würde gut zusammenpassen mit der Vorstellung, daß in der Glimmerschieferzone an der Grenze gegen das starre Moravikum die Pressungen sich am stärksten äußern mußten.

Die Glimmerschieferbildung durch Diaphtorese im Sinne von Sueß scheint auch theoretisch ihre Schwierigkeit zu haben, denn nach Sander sind auch diese Gesteine des Moldanubikums präkristalline Tektonite; sie wurden also nach Abschluß der Kristallisation nicht weiter bewegt.

Aber auch während der Kristallisation scheinen die eigentlichen Bewegungen, insofern sie über das langsame Auseinanderfließen in den Schieferungsflächen hinausgingen, nicht allzu groß gewesen zu sein, da man sich sonst schwerlich die Bildung von schönen großen Kristallen von Granat, Cyanit und Staurolith erklären kann. Man müßte denn annehmen, daß zur Zeit, als die Bewegungen schon zum Stillstand gekommen waren, im übrigen dieselben physikalischen Bedingungen noch weiterbestanden.

Was endlich die Schwierigkeiten angeht, die Becke vom chemischen Standpunkt aus erhebt, so scheinen uns diese nicht unüberwindlich zu sein, sobald man von der sehr wahrscheinlichen Voraussetzung ausgeht, daß die Schiefergneise in den meisten Fällen keine reinen Paragneise sind, daß die letzteren vielmehr durch die reiche granitische Imprägnierung eine Stoffzufuhr erfahren haben, die sich in dem reichlichen Feldspatgehalt offenbart. Dann können Schiefergneis und Glimmerschiefer ursprünglich sehr wohl mehr oder weniger demselben stratigraphischen Horizont von tonigen Sedimenten angehört haben, während ihre heutige fazielle Verschiedenheit neben der Drucksteigerung in den Anpressungsregionen vor allem in der ungleichen additiven Metamorphose ihre einfachste Erklärung findet. Von letzterer sind auch die Glimmerschiefer wohl nicht ganz freigeblieben. Dafür zeugen die Übergänge in Schiefergneis, die sich nach Reinhold in der Glimmerschieferzone sehr oft wiederholen (7, S. 229), ferner die Gneiseinlagerungen (37, S. 585) und endlich pegmatitische Linsen (7, S. 228) sowie reichliche Turmalin Neubildung (37, S. 583). Dann bestände auch die Möglichkeit, daß die Bildung der Glimmerschiefer, insofern ihr chemischer Charakter in Frage kommt, durch vom Granit ausgehende kalireiche Lösungen begünstigt worden wäre.

Was auch immer eingehende Spezialforschungen in diesen Grenz-zonen an neuen Gesichtspunkten zutage fördern werden, das wesent-

liche der Sueßschen Theorie, nämlich die Tatsache der gewaltigen ostwärts gerichteten Bewegung der moldanubischen Scholle gegen die moravische, dürfte im wesentlichen bestehen bleiben, auch wenn sich die eigentliche Überschiebung nicht halten ließe.

Wenn tatsächlich, wie Hinterlechner überzeugt ist, die Grenze zwischen beiden Zonen bei weitem nicht in der von Sueß gewollten Schärfe besteht, dann wäre auch an ein Übergreifen von moldanubischen Eruptivgneisen (Mischgneisen von Gföhler Typus u. a. m.) auf die moravische Zone zu denken, so daß das Vorkommen derartiger Gesteine in dieser Zone an sich noch kein Beweis wäre für die Überschiebung.

So fügt sich auch die „moravische Überschiebung“ sehr gut ein in die Gesamtauffassung über die besonderen Bedingungen der Metamorphose in den weiten als Moldanubikum bezeichneten Gebieten der böhmischen Masse.

Nach den bisherigen Ausführungen handelt es sich dabei um eine granitische Metamorphose, um eine Granitisation im weiteren Sinne, um den von mancher Seite nicht beliebten Ausdruck „granitischer Tiefenkontakt“ zu vermeiden. Für die moldanubische Scholle trifft jedenfalls der Satz Bergeats in vollem Umfange zu: „Höchst wahrscheinlich ist die Umkristallisation der Schiefer vielfach nur eine Folge langandauernder Durchhitzung und Durchgasung (und man darf hinzufügen, auch Durchtränkung) seitens des granitischen Schmelzflusses, also eine hochgradige „Kontaktmetamorphose“ (29, S. 54).

Daß die granitische Durchhitzung, worauf Becke mit Recht hinweist (4, S. 611), nicht der abschließende Akt der Metamorphose war, ist eigentlich von selbst klar, da ja die bei derselben wirksamen Agentien, vor allem die beim Erstarren der granitischen Massen frei werdenden Gase, wie auch die Temperaturen noch lange nachwirken müssen, bis ihr Einfluß allmählich er stirbt. So haben die Reaktionssäume um zerbrochene Aplitgänge im kristallinen Kalk (40, S. 265) unserer Auffassung nach durchaus nichts Auffälliges an sich, wie ja auch der Kalk nachweisbar viel länger äußerst plastisch und beweglich bleibt, als ein Quarzfeldspataggregat, wie es ein Aplit darstellt.¹⁾ Trotzdem scheint eine eigentliche rückläufige Metamorphose, wie sie etwa geringeren Temperaturstufen entsprächen, abgesehen von Mineralumbildungen wie Serpentinisierung, Uralitisierung, Chloritisierung usw. nicht nachweisbar zu sein.

Es sei auch darauf hingewiesen, daß im Moldanubikum, soweit die Beobachtungen reichen, alle jene Ganggesteine, die jünger sind als die Aplit- und Pegmatitinjektionen der ersten Phase der Intrusion, vermutlich wegen der geringen Mengen von Mineralbildnern, keine neue Kontaktmetamorphose an den Gneisen bewirken. Vielleicht wäre diese Feststellung einer genaueren systematischen Nachprüfung wert, damit man nicht überall glaubt, Hornfelse und Kontaktminerale finden zu müssen.²⁾

1) So wird z. B. im Passauer Gebiet oberhalb Oberzell a. d. Donau ein kristalliner Kalk pseudoeruptiv durch einen Komplex von Gneisen emporgepreßt, während derselbe sich oben lakkolithartig erweitert und in die Schiefer eingreift.

2) Auch der prägranitische Granulit mit den Merkmalen einer höheren Metamorphose (Eklogitfazies) wurde, abgesehen von der örtlichen „Vergneisung“, durch die Agentien des Granits im allgemeinen nicht weiter verändert.

5. Das Alter der Granitintrusionen und der durch sie bedingten Gneisbildung.

Für die moravischen kristallinen Gebirgszüge steht das postdevonische Alter fest, da nachweislich devonische Kalke durch die moravischen Granitmassen metamorphosiert wurden. Dasselbe gilt von den Graniten der varistischen Gebirgsteile, die im Norden die böhmische Masse umsäumen, während H. Cloos auch für den bayrischen Wald auf Grund von petrographischen Übereinstimmungen mit dem Fichtelgebirge ein varistisches Alter glaubt annehmen zu müssen. Weiters ist durch Katzers Untersuchungen (Fig. 20 und 21) der Kontakt des mittelböhmischen Granits mit silurischen Sedimenten schon längst bekannt, während auch im Eisengebirge die Übergänge zwischen metamorphen Gesteinen und nicht umgewandeltem Silur auf spätere, wahrscheinlich varistische Granitintrusionen weisen. Da nur noch der Granit der Donau-Moldau-Wasserscheide übrig bleibt, so liegt die Vermutung nahe, daß auch ihm mit seinen Ausläufern in den Gneiszonen zu beiden Seiten des Batholithen ein gleiches Alter zukommt. In der Tat hat sich F. E. Sueß dahin geäußert, daß wahrscheinlich alle die Granitmassen innerhalb der böhmischen Masse einem gemeinsamen Herde entstammen, mithin wenigstens relativ gleichaltrig sein müssen (37, S. 548.)

Es seien hier kurz die Gründe zusammengestellt, die für ein varistisches Alter der moldanubischen Granite und somit der kristallinen Umwandlung dieser Gebiete zu sprechen scheinen.

1. Als ersten Grund möchten wir die bereits besprochene „Moravische Überschiebung“ anführen, jene Anpressung der moldanubischen Scholle gegen die moravische. Wenn diese tatsächlich stattgefunden hat, wofür alles zu sprechen scheint, dann war es höchst wahrscheinlich unter den oben angegebenen besonderen Bedingungen. Diese bestanden vor allem in der Mobilisierung der moldanubischen Schiefer durch die Agentien der granitischen Massen, während die moravischen Gneise bereits eine relativ größere Starrheit erlangt hatten. Nach Sueß ereignete sich dieser gewaltige Vorgang an der Grenze zwischen Oberdevon und Karbon, da das Kulkum sich bereits transgredierend über beide Zonen legt (37, S. 626). Wenn nun für die moravischen Intrusionen und Vergneisungen ein postdevonisches Alter feststeht, so ist die „Moravische Überschiebung“ in eine nur wenig spätere Zeit zu verlegen, soviel später als notwendig war, daß die moravischen Massen die notwendige Starrheit erlangt hatten. Also scheinen die moldanubischen Intrusionen und die durch sie bedingten Vergneisungen postdevonisch, varistisch zu sein.

2. Hinterlechner zieht aus der Verbreitung der Graphitzüge zu beiden Seiten der moldanubischen Granitmassen weitgehende stratigraphische Folgerungen (16). Nach einem beigegebenen Kärtchen zeigt er, wie die Graphitgneise mit ihren zum Teil abbauwürdigen Lagern und Linsen, den tektonischen Strukturlinien im Gneis folgend, sich im Westen von Passau über Krumau in Böhmen bis ins Eisengebirge hinziehen.

Teilweise werden dieselben von den halbblinsenförmig vorspringenden Partien des mittelböhmischen Granits abgeschnitten, woraus man schließen darf, daß sie ursprünglich im Dach des Granits ihre Fortsetzung hatten. In ähnlicher Weise folgen sie auf der Ostseite, aus den Gegenden der Donau kommend, im allgemeinen den Umrissen des Batholithen, bis sie ebenfalls ins Eisengebirge münden. Hier gehen sie zum Teil über in kohlenstoffhaltige, nicht metamorphe Schiefer, deren paläozoisches Alter nach Hinterlechner feststeht. Er hält sich daher für berechtigt, auch für die Graphitgneise dasselbe oder wenigstens ein relativ gleiches Alter anzunehmen (15 und 16).

Dabei läßt er die Frage offen, ob nicht Sedimente von höherem, beziehungsweise geringerem Alter in den vergneisten Sedimenten vorliegen. Für beides besteht eine Wahrscheinlichkeit, mit der auch F. E. Sueß rechnet (37, S. 620). Daher ist es sehr gut möglich, daß in den Gneisen auch noch Devon vertreten ist, dann allerdings in der böhmischen Fazies, im Gegensatz zur moravischen Zone, wo die rheinische zur Ausbildung kam.

Für die metamorphe Umwandlung der zum Teil höchst wahrscheinlich paläozoischen Sedimente und deren Vergneisung machte Hinterlechner, speziell für das Gebiet von Deutsch-Brod, bereits im Jahre 1907 die moldanubischen Granite verantwortlich, in dem er dynamometamorphe Beeinflussung als äußerst unwahrscheinlich darten konnte. Er stützte sich dabei einerseits auf die Kontaktminerale in den Gneisen (Cordierit, Turmalin, Fluorit), andererseits auf die Aplit- und Pegmatit-injektionen, sowie die übrigen granitischen Ganggesteine, die keinerlei Druckbeanspruchung erkennen lassen, während Übergänge zu wenig metamorphen Bildungen (Grauwacken, tonige Grauwacken, Tonschiefer) auf paläozoisches Alter weisen.

3. Für relativ gleiches Alter mit dem mittelböhmischem Granit spricht ferner das gleiche Verhalten beider Massive gegenüber den Gneisen. Für den moldanubischen Granit liegen die Verhältnisse in bezug auf die Übergänge zu den Schiefergneisen auf beiden Seiten ziemlich gleich. Es scheinen westlich auch Mischgneise vom Gföhler Typus als Übergänge vorzukommen, so nach Woldrich östlich der Wittingauer Ebene zwischen Chlumetz und Neuhaus. Im übrigen herrschen die Biotitgneise vor, die mit den erwähnten graphithaltigen wechsellagern und teilweise unterbrochen werden von Einlagerungen von Granulit, kristallinen Kalken und Amphiboliten. Je mehr man sich dem mittelböhmischem Granitstock nähert, um so mehr nehmen nach Sueß die grobkörnigen Gneise an Ausbreitung zu, die den Übergang zum Granit bilden und die nach Jokély dieselben Bestandteile enthalten wie der Granit, nur in paralleler Anordnung, also augenscheinlich granitische Mischgesteine sind. Wenn nun die Gneise zwischen den beiden Graniten, die wahrscheinlich wenigstens teilweise, wie wir sahen, aus paläozoischen Sedimenten hervorgegangen sind, beiderseits in gleicher Weise in Tiefenkontakt mit Graniten stehen, und einer von diesen varistisch ist, so muß auch wohl der andere von gleichem Alter sein.

4. Wie die Fortsetzung des moldanubischen Granits nach Westen, nach Oberösterreich zu verläuft, ist zur Zeit granittektonisch noch nicht bekannt. Es scheint aber, daß derselbe schon bald oberhalb Grein unterbrochen wird von geschichteten granitischen Mischgneisen (Flasergraniten) mit NW-Streichen und 20 bis 30° Fallen nach NO (34, S. 49).

Immerhin scheint daraus ein Umbiegen desselben in die nordwestliche Richtung zu entnehmen zu sein, also ein Übergehen in das Streichen der Gneise und Granite des bayrischen Waldes. Wenn letztere aber nach H. Cloos varistisch sind, so werden es wohl auch die bei Grein und Sarningstein sein.

5. Born hat eine zusammenfassende Studie über die jungpaläozoischen Geosynklinalen Mitteleuropas veröffentlicht mit einer schönen Übersichtskarte, worin ohne theoretische Voreingenommenheit die Verbreitung der entsprechenden Sedimente eingetragen ist. Diese Geosynklinalen, die eingenommen werden von Ablagerungen des Oberkarbons und des Rotliegenden, folgen dem Nordrande des kristallinen varistischen Gebirges. Sie beschreiben einen äußeren und einen inneren Bogen. Ersterer zieht sich von Frankreich kommend über die Pfalz, die nördlichen Teile des Odenwaldes und des Spessarts hin, unsäumen die deutschen Mittelgebirge, um schließlich in das sudetische Streichen umzubiegen. Der innere Bogen, der nach SW seinen Fortgang hat im Schwarzwald und in den Vogesen, legt sich um den Nordrand eines kristallinen Gebirges, das gebildet wird von dem mittelböhmischem, dem Eisengebirge und dem Granit der Donau-Moldau-Wasserscheide einschließlich seiner östlichen Gneiszone; er endet in der Boskowitz Furche, während Reste des Perm beinahe die Donau erreichen. Gerade dieser innere Bogen spricht sehr zugunsten der Einheit dieser drei genannten Gebirgsstelle. Daher scheint der Schluß berechtigt zu sein, daß, wenn das mittelböhmisches Gebirge und das Eisengebirge varistisch sind, auch für das Donau-Moldau-Gebirge dasselbe Alter anzunehmen ist.

So weisen all die angeführten Gründe nach derselben Richtung: sie machen das varistische Alter der moldanubischen Granitintrusionen und der durch sie bewirkten Vergneisung überaus wahrscheinlich, wenn nicht sicher.

Ergebnisse.

1. Mineralogische Eigentümlichkeiten.

1. Inverse Zonenstruktur in granitischen Ganggesteinen (S. 143, 149, 150, 152).
2. Reaktionssäume um Pseudomorphosen, vermutlich nach Olivin in einem Dioritporphyrit (S. 144, 2. Abs.).
3. Zwei weitere verschiedene Arten der Umwandlung von Olivin in benachbarten Gängen. Bei der einen entsteht Pilit mit großen Strahlsteinnadeln und nur sehr geringen Mengen von vermutlich farblosem Chlorit als Zwischenmasse; bei der anderen wird der Pilit gebildet von grünlichem Chlorit mit anormalen blauen Interferenzfarben und wenigen und sehr feinen Strahlsteinnädelchen (S. 146).

2. Petrogenetische Ergebnisse.

1. Das Granitmassiv der Donau-Moldau-Wasserscheide besteht aus zwei Arten von Granit, einem groben Kristallgranit und einem normal-körnigen. Letzterer ist jünger und bildet meist unregelmäßige Lagergänge. Er tritt aber auch in größeren Massen auf, wie nördlich von Sarmingstein. (S. 132.)

2. Von den Ganggesteinen kommen im Granit anscheinend nur die aplitisch-pegmatitischen vor und auch diese verhältnismäßig selten. (S. 134.)

3. Dafür ist die Verbreitung der Ganggesteine in den angrenzenden Gneiszonen eine um so größere. Sie finden sich vor allem in einer etwa zehn Kilometer breiten Zone zwischen Isperdorf-Weins und Marbach an der Donau; sie kommen aber derselben Art und Ausbildung nach auch noch weit nach Osten bis ins äußerste Waldviertel hinein vor. (S. 6, oben.)

4. Die aplitisch-pegmatitischen treten hier weniger als eigentliche Gänge auf; die Injektion und Imprägnierung der Schiefer sind das gewöhnliche. (S. 134.)

5. Die übrigen Ganggesteine zerfallen in granitporphyrische, in eigentliche Lamprophyre und in alsbachitisch-malchitische. (S. 136.)

Die erste Gruppe ist vertreten durch Syenitporphyre und Dioritporphyrite, woran sich noch einige weitere Typen anschließen, die sonst als granitische Ganggesteine schwerlich im Rosenbusch'schen System einen Platz finden. Dahin gehört ein saurer Porphyrit von dunkelgrauer Farbe mit schmalen Mikroklineinsprenglingen von bis 1 Zentimeter Länge (S. 139). Vielleicht kommt dieses Gestein auch ohne makroskopisch erkennbare Einsprenglinge vor (S. 140). Weiter ein Granophyr, der zwischen Marbach und Persenbeug seine größte Verbreitung hat (S. 140). Die Grenze zwischen den dunklen Dioritporphyriten und den Lamprophyren scheint undeutlich zu sein, wie auch zwischen Syenitporphyren und Dioritporphyriten schwer eine scharfe Trennungslinie zu ziehen ist.

Die zweite Gruppe wird von Pilitkersantiten eingenommen. (S. 144 bis 146.)

Besonderes Interesse verdienen die alsbachitisch-malchitischen Gesteine, die fast ständig zusammen vorkommen. Die ersteren umfassen parallel struierte, protoklastische und protoblastische Ganggranite und eigentliche Alsbachite, in welche die ersteren teilweise übergehen. Letztere gleichen in allen den Alsbachiten des Odenwaldes, während die ersteren ihrer Ausbildung nach mehr mit den geschieferten Ganggraniten von Groß-Sachsen übereinkommen. Die Paralleltexuren sind sicher primär erworben, da dieselben unabhängig sind von solchen im Nebengestein (S. 150—151). Die Malchite, im frischen Zustande dunkle, meist ziemlich dichte Gesteine, sind nachweislich teils älter als die Alsbachite, teils zeugt die Lagerung für jüngeres Alter (S. 151—153).

Nach Analogie der odenwäldischen alsbachitisch-malchitischen, zur Spaltung so sehr geneigten Gesteinen (S. 153) wurde das ständige Zusammenvorkommen durch Spaltungen in demselben Herde (größere tieferliegende Gangmassen) erklärt. Ebenso war gerade diese Erscheinung der Hauptgrund, die Gesteine als Malchite aufzufassen.

Die Malchite sind echte granitische Spaltungsgesteine und gehören daher nicht in die Rosenbusch'sche Gruppe der aplitischen Ganggesteine (S. 153).

6. Die Metamorphose im Moldanubikum war im wesentlichen eine Granitisation, eine granitische Vergneisung. Ihr unterlagen alle jene Sedimente, die nicht vorher bereits (durch den Granulit) in den kristallinen Zustand übergeführt waren, und auch diese, soweit ihre schieferische Beschaffenheit eine Beeinflussung durch die granitischen Lösungen gestattete. Diese Granitisation bestand vor allem in der Bildung von weiten Zonen von Mischgneisen: von Orthogneisen vom Gföhler Typus, von Perl- und Körnelgneisen, von Adergneisen mit Übergängen zu starken Vermengungen (Seyberer Gneis) und von solchen, bei denen Ader und Nebengestein sich deutlich voneinander unterscheiden. (S. 159—163.)

Diese Vermengungen, Imprägnierungen und Injektionen von regionaler Reichweite — sie finden sich bis zur moravischen Grenze — brachten das ganze Moldanubikum aufs innigste in Berührung mit den granitischen Agentien, vor allem mit den bei der Verfestigung des Granits frei werdenden Gasen und Wasserdämpfen, die hinwieder als die hauptsächlichsten Übermittler der erforderlichen hohen Umwandlungstemperaturen anzusehen sind. Zu diesen beiden Faktoren, den Temperaturen und den Mineralisatoren, gesellte sich als dritter der Druck, der sich zusammensetzt aus dem Intrusionsdruck und dem tektonischen Seitendruck. Letzterer weist nach Osten hin und offenbart sich in der Mehrzahl der Fälle in ostwärts gerichteter Faltung und Fältelung in den Schiefen und Adergneisen, in der Schubrichtung der Intrusionsdecken vom Gföhler Gneis, endlich in der „Moravischen Überschiebung“. Letztere wird aufgefaßt als ein Anpressen der moldanubischen Scholle an die relativ ältere und starrere moravische, während der Hauptphase der granitischen Intrusion, der Aplitisationsperiode, während die Glimmerschiefer-

zone im wesentlichen betrachtet wird als Produkt der Piezometamorphose. (S. 164—172.)

Dagegen sprechen gegen eine eigentliche Tiefenmetamorphose infolge von Versenkung in große Rindentiefen: 1. Die Verhältnisse auf der nordwestlichen Seite des mittelböhmischen Granites, wo größtenteils „normaler Kontakt“ herrscht und die granitischen Massen aufgestiegen sind bis in den verhältnismäßig seichten Faltenbau des Barrandiens; 2. Die so ungleiche, teils beinahe dichte, sowie porphyrische Ausbildung der granitischen Ganggesteine (Alsbachite, saure Porphyrite, Granophyre, Kersantite); 3. die ungleiche Umwandlung des Olivins in Pilit; 4. die „Moravische Überschiebung“, bei der doch nach F. E. Sueß Auffassung die moravischen Gneise unter die moldanubischen zu liegen kamen, also noch tiefer, ohne indes die Merkmale einer größeren Tiefenstufe angenommen zu haben. (S. 170—173.)

3. Allgemeine geologische Ergebnisse.

1. Die „Moravische Überschiebung“, insofern sie aufgefaßt wird als ein Anpressen der plastischen moldanubischen Zone zur Zeit der Granitisation gegen die relativ starre moravische, konnte sehr wahrscheinlich gemacht werden. (S. 170—173.)

2. Die verschiedensten Gründe weisen in bezug auf das Alter der moldanubischen Granitintrusionen und Vergneisungen nach derselben Richtung, sie sprechen für ein postdevonisches, varistisches Alter. (S. 174—175.)

Die Belegstücke zu vorstehender Arbeit befinden sich in der Vergleichssammlung der Hess. Geolog. Landesanstalt. Dort wurden die Untersuchungen zum größten Teile ausgeführt, begünstigt durch das lebenswürdige Entgegenkommen des derzeitigen Direktors Herrn Oberbergrat Prof. Dr. G. Klemm, des besten Kenners der odenwäldischen Ganggesteine. Ihm sei für alle Förderung an dieser Stelle der aufrichtigste Dank ausgesprochen. Ebenso Herrn Privatdozenten Dr. W. Hoppe für die freundliche Durchsicht der Druckbogen.

Literaturnachweis.

(Die Zahlen im Text geben die Nummern im Literaturnachweis sowie Seitenzahl an.)

1. Becke, F., Die Gneisformation des niederösterr. Waldviertels. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1882.
2. — Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterr. Waldviertels. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1883.
3. — Notizen aus dem niederösterr. Waldviertel. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1886.
4. — Die Entstehung des kristallinen Gebirges. Naturwiss. Rundschau. XXIV. Jg., Nr. 17.
5. — Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien 1913.
6. — Über das Grundgebirge im niederösterr. Waldviertel. Intern. Geol.-Kongreß. Stockholm 1910.
7. —, Himmelbauer, A., Reinhold, F., Gorgey, R., Das niederösterr. Waldviertel. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1913.

8. Born, A., Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abhandl. d. Senckenbergischen Naturforsch. Ges. 1921.
9. Cloos, H., Der Mechanismus der tiefvulkanischen Vorgänge. Braunschweig 1922.
10. — Der Gebirgsbau von Schlesien. Berlin 1922.
11. Greng, R., Der Diallagamphibolit des mittleren Kamptals. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1910.
12. Grubenmann, U., Die kristallinen Schiefer. 1910.
13. Hinterlechner, K., Die geologischen Verhältnisse im Gebiet des Kartenblattes Deutsch-Brod. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1907.
14. — Über Eruptivgesteine aus dem Eisengebirge in Böhmen. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1909.
15. — Über metamorphe Schiefer aus dem Eisengebirge. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1910.
16. — Geologische Mitteilungen über ostböhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für eine Altersbestimmung für einen Teil des kristallinen Territoriums der Böhmisches Masse. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1911.
17. — Über Schollenbewegungen am südöstlichen Rande der Böhmisches Masse. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1914.
18. — Beiträge zur Geologie der sogenannten Moravischen Fenster. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1916.
19. — Über Schieferinjektionen aus dem Gebiete der Spezialkartenblätter Krems und Horn. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1917.
20. Katzer, Geologische Beschreibung der Gegend von Rziczán. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1888.
21. — Nachträge zur Kenntnis des Granitkontakthofes bei Rziczán. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1904.
22. Klaes, H., Über einige Ganggesteine aus der niederösterreich. Gneisformation. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. Bd. XXVIII, 3. Heft, 1909.
23. Klemm, G., Die Granitporphyre und Alsbachite des Odenwaldes. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde u. d. Großherzogl. Geol. Landesanst. in Darmstadt, IV. Folge, Heft 35, 1914.
24. — Über zwei gemischte Eruptivgänge im Granit des Malchen (Melibocus) an der Bergstraße. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde u. d. Hess. Geol. Landesanst. V. Folge, Heft 5, 1923.
25. — Der Granit von Waldmichelbach im Odenwald. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde u. d. Hess. Geol. Landesanst. V. Folge, Heft 5, 1923.
26. Kolbl, L., Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreich. Waldviertel. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1922.
27. Limbrock, H., Der Granulit von Marbach—Granz a. d. Donau. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1923.
28. Reinhold, Fr., Die Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreich. Waldviertel. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1910.
29. Salomon, W., Grundzüge der Geologie. I. Teil, Milch, L., Umwandlung der Gesteine 1922.
30. Sander, B., Über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1912.
31. — Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1914.
32. Sandkühler, B., Über Malchite und verwandte Gesteine im Odenwald. Abhandl. d. Großherzogl. Geol. Landesanst. in Darmstadt. 1912. Bd. V, Heft 3.
33. Seller, F., Zur Kenntnis der Brünner Eruptivmasse. Tschermaks Mineral-petrogr. Mitteilungen. 1922.
34. Sness, E. F., Bau und Bild von Böhmen. Wien 1903.
35. — Der Granulitzug von Borry in Mähren. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1900.
36. — Die kristallinen Schiefer Österreichs innerhalb und außerhalb der Alpen. Comptes Rendu IX Congrès Géol. intern. de Vienne 1903.
37. — Die Moravischen Fenster usw. Denkschr. d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien 1912.
38. — Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge im Gebiete von Frain und Geras. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1908.

39. — Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Eruptivmasse. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1906.
40. — Beispiele plastischer und kristalloplastischer Gesteinsumformung. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien 1909.
41. — Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien 1904.
42. — Bemerkungen zur neuen Literatur über die Moravischen Fenster. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien 1918.
43. — Zum Vergleich zwischen varistischem und alpinem Bau. Geol. Rundschau Bd. XIV, Heft 1.
44. Waldmann, L., Das Südende der Thayakuppel. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1922.
45. Weber, M., Beispiele von Primärschieferung innerhalb der Böhmisches Masse. Centralbl. f. Min. Geol. Palaeontol. 1913.

Inhaltsangabe.

	Seite
Einleitung	129
I. Der Granitbatholith der Donau-Moldau-Wasserscheide	130
1. Der Kristallgranit	130
2. Der körnige Granit	132
3. Die Ganggranite	133
4. Das granitische Ganggefüge	134
5. Die aplitischen und pegmatitischen Gesteine	134
II. Die eigentlich gangförmig auftretenden granitischen Spaltungsgesteine	135
1. Die granitporphyrischen Gesteine	136
a) Die Syenitporphyre	136
b) Die dioritporphyritischen Gesteine	141
2. Die Lamprophyre	144
3. Die alsbachitischen und malchitischen Gesteine	146
1. Die alsbachitischen Gesteine	147
a) Die alsbachitischen Ganggranite	147
b) Die Alsbachite	149
c) Die Ursachen der Paralleltextur	150
2. Die malchitischen Gesteine	151
3. Einige der bedeutendsten Aufschlüsse	153
3. Zusammenfassung	157
III. Das Gneisgebiet östlich vom moldanubischen Batholithen	158
1. Die Adergneise	159
2. Die Mischgneise	160
3. Die inverse Zonenstruktur der Plagioklase	163
4. Die Ursachen der Metamorphose im Moldanubikum	164
1. Die Temperaturen	166
2. Die Mineralisatoren	167
3. Der Druck: Intrusionsdruck und tangentialer, seine Richtung	168
a) in den Adergneisen	169
b) in den Ortho-Mischgneisen (Gföhler Gneis)	169
c) in der „Moravischen Überschiebung“	170
5. Das Alter der Granitintrusionen und der durch sie bedingten Gneisbildung	174
Ergebnisse	176
1. Mineralogische Eigentümlichkeiten	176
2. Petrogenetische Ergebnisse	176
3. Allgemeine geologische Ergebnisse	178
Literaturnachweis	178