

Sitzungsberichte

der

mathematisch-physikalischen Klasse

der

K. B. Akademie der Wissenschaften

zu München.

Band XXXV. Jahrgang 1905.

München

Verlag der K. B. Akademie der Wissenschaften

1906.

In Kommission des G. Franz'schen Verlags (J. Roth).

Das Eruptivgebiet zwischen Weiden und Tirschenreuth und seine kristalline Umgebung.

Ein Beitrag zur Kenntniss der kristallinen Schiefer.

Von Pfarrer **Glungler** in München.

(Eingelaufen 13. Mai.)

Einleitung.

Das Eruptivgebiet zwischen Weiden und Tirschenreuth kann in Verbindung mit seiner kristallinen Umgebung als eine petrographische Provinz betrachtet werden. Sowohl die geotektonischen wie die petrographischen Verhältnisse dieses Distrikts berechtigen zu der Zusammenfassung aller einzelnen Gebirgsglieder desselben zu einer Art Einheit. Das ostbayerische Grenzgebirg, welches von der Donau bis zum Fuß des Fichtelgebirgs in der Richtung von SO nach NW hinstreicht, gliedert sich naturgemäß in den Bayerischen und in den Oberpfälzer Wald.

Der Oberpfälzer Wald wird im Süden von der Chamb-eintiefung, im Norden von der Gebirgseinsenkung zwischen Erbdorf, Wiesau, Waldsassen und Eger, im Westen von der Talung der Naab und im Osten von der Kammhöhe des bayerisch-böhmischen Waldgebirgs begrenzt. Es ist augensichtlich, daß der Oberpfälzer Wald ein in sich geschlossenes Ganzes bildet, dessen Ausläufer nach Böhmen hinein sich allmählich abdachen. Es kann aber auch keinem Zweifel unterliegen, daß dieses in sich geschlossene Gebirgsglied in zwei

von einander wohl unterscheidbare Teile zerfällt. Zwei Hauptrichtungen sind es, welche das ganze „herzynische Gebirgssystem“ beherrschen. Es ist die Richtung von SO nach NW, wie sie sich in der Sudetenkette und im bayerisch-böhmischen Waldgebirge ausprägt und die Richtung von SW nach NO, wie sie in der Längserstreckung des Erzgebirgs und des mährischen Mittelgebirgs sich darstellt.

Diese beiden Hauptdirektionslinien begegnen sich innerhalb des Oberpfälzer Waldes unweit Vohenstrauß, wo sie gleichsam stehen bleiben und miteinander ringen. Der Erfolg aber ist der Umschlag der einen in die andere Richtung. Eine Linie von Luhe nach Tachau gezogen, bezeichnet die ungefähre Grenze. Herrscht nördlich dieser Linie in der Schichtenstellung des Gebirges die Richtung des Erzgebirgssystems vor, so führt südlich derselben die Richtung der Sudetenkette die unbedingte Vorherrschaft.

Aber nicht bloß die geologischen, sondern auch die lithologischen Verhältnisse veranlassen und motivieren die angeführte Teilung. Anders sind die granitischen Massen des Tirschenreuther Waldes, anders diejenigen des Naabgebirges. Der „Schuppengneis“, welcher das Granitmassiv zwischen Weiden und Tirschenreuth umgrenzt, ist allerdings mit dem benachbarten „Dichroitgneis“ viel näher verwandt, als es nach der Darstellung Gumbels scheinen möchte; aber gewisse habituelle und strukturelle Merkmale lassen doch einen Unterschied zwischen diesen beiden Gneisvarietäten nicht verkennen. So ist die Grenzlinie Luhe—Tachau wie eine Direktionslinie in geotektonischer so auch eine Demarkationslinie in petrographischer Hinsicht und das Gebiet, welches zur Untersuchung gestellt ist, kann mit Recht als eine petrographische Provinz bezeichnet werden.

Die Hauptmasse unter den Eruptivgesteinen dieses Distrikts bildet zweifellos der Granit. Ihm gegenüber spielen alle andern eruptiven Felsarten nur eine untergeordnete Rolle. Der Granit beherrscht nicht bloß den Untergrund, sondern auch die Oberflächenbeschaffenheit. Das Relief des Bodens ist ganz

wesentlich durch den Charakter dieser Gesteinsart bedingt. Die ganze Gegend muß als der Typus einer Granitlandschaft bezeichnet werden, wie sie im Mittelgebirg ausgebildet zu sein pflegt. Überall findet man kuppel- und domförmige Erhebungen; überall sanfte Gehänge und breite Rücken. Nirgends ist die Neigung des Untergrundes der Art, daß sie den Tagewässern jene Stoßkraft zu verleihen vermöchte, welche der Erosion einen Vorsprung vor der Verwitterung ermöglicht. Die Waldnaab zieht in mäandrischen Windungen um und durch das Granitmassiv mit seinen Ausläufern. Die Schlatten und die sonstigen kleineren Bäche halten ein sehr mäßiges Tempo in ihrem Lauf ein. In den Niederungen trifft man nicht selten Weiher und kleine Seen.

Neben dem Granit treten aber auch basischere Mischungen in größerer oder geringerer Mächtigkeit auf. Syenitische und dioritische Gesteine erscheinen an verschiedenen Lokalitäten. Ja selbst Gabbro und Peridotit finden sich hin und wieder. Auch effusive Bildungen sind vertreten. So durchbricht der Quarzporphyr in bald größeren, bald kleineren Kuppen den „Schuppengneis“.

Auch diese Gesteinstypen sind in ihrer Eigenart nicht ohne Einfluß auf die Bodenkonfiguration. So verdankt der Nikolaiberg bei Floß seine Höhe der Widerstandsfähigkeit des serpentinierten Peridotits gegen die Einwirkung der Atmosphärien, während die tiefe Einfurchung des Tales zwischen der Almesbacher Mühle und Theiseil in ursächlichem Zusammenhang mit den tektonischen Erschütterungen steht, welche die verschiedenen Quarzporphyrausbrüche als natürliche Begleiterscheinungen im Gefolge hatten. Im allgemeinen aber ist das Landschaftsbild durch die Vorherrschaft des Granits bestimmt.

Schließlich begegnet man auch allenthalben der dem stark vorwaltenden Gestein entsprechenden Ganggefölgenschaft. Aplite und Pegmatite breiten sich in reichlicher Entwicklung aus. Es sind also hier nicht bloß die chemisch verschiedensten Gesteinsfamilien, sondern auch alle Arten der Eruptiv-

bildungen auf einem verhältnismäßig beschränkten Raum vereinigt. Es kann dies nicht auffallend erscheinen. Die Peridotite müssen ja als Grenzformen der Gabbrogesteine gelten. Granite und Gabbroarten sind auch sonst nicht selten vergesellschaftet. Zudem ist die Bildung von Gesteinen vom hypersauern bis zum ultrabasischen Pol hier durch die örtlichen Verhältnisse besonders veranlaßt.

Spaltungsprozesse, so schreibt Weinschenk in seinen Grundzügen der Gesteinskunde, Spaltungsprozesse in mächtigen Eruptivmassen führen oft zu einer ganz allmählichen Änderung des Gesteinscharakters, welche vom Zentrum gegen die Peripherie hin allseitig verfolgt werden kann. So tritt nicht selten die Erscheinung auf, daß der Kern eines granitischen Stockes aus einem an Plagioklas armen Zweiglimmergranit besteht, welcher durch Abnahme des lichten Glimmers und gleichzeitige Zunahme von Plagioklas zu einem normalen Biotitgranit wird. Weiterhin entwickelt sich ein plagioklasreicher Amphibolgranit, der in einen Quarzdiorit und durch Zurücktreten des Quarzes in Diorit übergeht; schließlich können selbst gabbroähnliche Gesteine die äußeren Zonen eines solchen Granitstockes einnehmen, ohne daß dabei die geologische Einheitlichkeit des ganzen Gebildes verloren geht. Man bezeichnet alle diese Modifikationen als Fazies des Granites. Besonders weitgehend pflegen solche Modifikationen dort entwickelt zu sein, wo kiesel-säurereiche Gesteine, z. B. Granite, kalkreiche Gesteine durchbrechen.“

Es wird sich im Laufe der folgenden Untersuchungen zeigen, wie zutreffend diese Darlegung gerade für unser Gebiet ist. Hier aber soll schon bemerkt sein, daß die genannten Gesteinstypen nicht bloß durch lückenlose Übergänge enge miteinander verbunden sind, sondern ihre Blutsverwandtschaft auch durch ihren mineralischen Bestand deutlich bekunden. Die mikroskopische Untersuchung, welche durch die chemische Analyse vollauf bestätigt wird, zeigt in all diesen Gesteinen einen ungewöhnlich hohen Gehalt an Titansäure auf. Es darf deshalb wohl als höchst wahrscheinlich angesehen werden,

daß alle diese Gesteinsfamilien einem Magmabassin entstammen.

In engster Verknüpfung mit den Eruptivgesteinen stehen die kristallinen Schiefer der Umgebung. Diese Schiefer beteiligen sich sehr wesentlich an dem Aufbau des ganzen Gebirges. Fast alle Glieder dieser eigenartigen Bildungen kommen hier zu einer mehr oder weniger mächtigen Entwicklung. Da, wo sie die weiteste Entfaltung erreichen, zeigen sie auch die gesetzmäßige Reihenfolge, welche man anderwärts vielfach konstatiert hat. Wohl ist zuweilen der „Gneis“ unmittelbar von „Glanzschiefer“ überlagert, anderwärts aber schreitet die Entwicklung in strenger Gesetzmäßigkeit vom „Gneis“ durch „Glimmerschiefer“ zum „Phyllit“, an den sich der Tonschiefer anschließt. Die Verbindung der Eruptivgesteine und der krystallinen Schiefer ist aber eine so nahe, daß man von ihr allein schon ziemlich sichere Schlüsse auf Natur und Entstehungsart der letzteren ziehen kann. Nimmt man dann noch die ganze Erscheinungsweise der Schiefer hinzu, so gewinnt man hinreichende Anhaltspunkte zu einer richtigen Beurteilung derselben. Die ganze sogenannte archaische Formationsgruppe liegt wie ein aufgeschlagenes Buch vor unsern Augen und drinnen steht gar manches bedeutsame Wort über die Genesis dieser sogenannten kryptogenen Gesteine. Wohl müssen die einzelnen Blätter dieses Buches manchmal gar unsanft umhergeworfen worden sein. Kataklastische Erscheinungen sind hier keine Seltenheit; aber niemals gewinnen dieselben eine solche Ausdehnung und Intensität, daß über die genetischen Beziehungen ernstliche Zweifel entstehen könnten.

Das Eruptivgebiet zwischen Weiden und Tirschenreuth bietet mit seiner kristallinen Umgebung sowohl in geologischer wie petrographischer Hinsicht eine Menge höchst interessanter Erscheinungen. Die Ergebnisse der Seigerung und magmatischen Spaltung liegen vor Augen. Gesteinsverwitterung und Gesteinszersetzung lassen sich deutlich in ihrer Verschiedenheit erkennen. Der Umfang der postvulkanischen Prozesse schließt sich vor unsern Blicken auf. Die Prozesse der Kaolinisierung

und Sausüritisierung, der Serizitisierung und Serpentinisierung wie der Talkbildung haben hier ihre Spuren hinterlassen. Nichts aber scheint so beachtenswert und lehrreich zu sein, als die Wechselbeziehungen zwischen den Eruptivgesteinen und den kristallinen Schiefen, wie sie hier zutage treten. Ihnen sollen denn auch die folgenden Untersuchungen vorzugsweise gewidmet sein.

Das Problem der kristallinen Schiefer ist ja wohl vielfach behandelt worden. Aber es hat seinen Reiz noch nicht verloren. Man wird auch nicht sagen können, daß es bereits gelöst sei. Mit Recht erklärt Rosenbusch (Elemente der Gesteinslehre 1901, S. 478): „In keinem Gebiet der Gesteinslehre begegnet eine präzise Darstellung unserer Kenntnisse und ihre logische Ordnung solchen Schwierigkeiten, wie bei den kristallinen Schiefen. Es fehlt allenthalben an der nötigen Klarheit der Begriffe und damit der Nomenklatur. Eine solche wie durch einen Schöpfungsakt hervorzuzaubern, ist untunlich; sie muß und wird sich historisch entwickeln mit fortschreitender allgemeiner Erkenntnis und dann aus dem gefühlten Bedürfnis herauswachsen.“ Als eine Lösung des Rätsels will die folgende Abhandlung selbstverständlich nicht gelten. Aber als ein Beitrag zur Lösung desselben wird sie wohl bezeichnet werden dürfen.

Bevor indes in die Erörterung des Wechselverhältnisses zwischen den Eruptivgebilden und ihrer kristallinen Umgebung eingetreten werden kann, sind die beiden Hauptklassen der Gesteine, wie sie sich in unserm Gebiet finden, näher zu betrachten und zu schildern. Eine erschöpfende und abschließende Darstellung aller Verhältnisse ist dabei ebenso unmöglich als unnötig. Sie ist unmöglich, weil z. Z. noch nicht hinreichend gute Aufschlüsse vorhanden sind und sie ist unnötig, weil in dem Rahmen dieser Arbeit nicht sowohl die vorhandenen Gesteine an sich, als ihre gegenseitigen Beziehungen zu einander besprochen werden sollen. So unvollständig jedoch das gesammelte Beobachtungsmaterial auch sein mag, so erscheint es

doch genügend, um auf Grund desselben an die Erörterung der eigentlichen Kernfrage herantreten zu können.

Der Oberpfälzer Wald wurde bereits durch Gumbel eingehend beschrieben, auch der Zusammenhang zwischen den eruptiven Bildungen und den sie umgebenden Schiefergesteinen wurde von ihm ausführlich behandelt. Es wird sich aber zeigen, daß die Gesteinsbeschreibung dieses hervorragenden Forschers teils der Ergänzung, teils der Korrektur bedarf und daß seine Theorie über die kristallinen Schiefer doch wohl als antiquiert betrachtet werden muß. Um indes Mißverständnisse zu verhüten und allenfallsigen Verwechslungen vorzubeugen, soll bei der folgenden Darstellung die von ihm angewandte Terminologie zunächst beibehalten und nur am Schluß der Schilderung der einzelnen Gesteine und ihrer Wechselverhältnisse die abweichende Auffassung zum Ausdruck gebracht werden.

Für die mühevollere Kontrollierung und mannigfache Förderung der Arbeit spreche ich Herrn Professor Dr. Weinschenk, für die freundliche Zuweisung und Überlassung der einschlägigen Literatur Herrn Professor Dr. von Groth meinen verbindlichsten und wärmsten Dank aus.

Beschreibung der Gesteine.

Granit.

Das Granitmassiv des Tirschenreuther Waldes wird der Hauptmasse nach durch eine Linie begrenzt, welche Tirschenreuth, Falkenberg, Neuhaus, Wildenau, Plößberg, Iglersreuth, Schwarzenbach und Liebenstein miteinander verbindet. Gegen Süden springen zwei Ausläufer auf weite Entfernung vor. Der westliche, schmälere streicht gegen Leuchtenberg hin, der östliche, breitere reicht bis Neuenhammer und Georgenberg. Im Norden tritt bei Leugas ein kleiner, isolierter, granitischer Eruptivkörper zutage. Auch gegen Osten treten einzelne Granitkuppen von größerer oder geringerer Mächtigkeit hervor. Das Gesteinsmaterial dieses mächtigen Granitstockes mit seinen verschiedenen Abzweigungen

gehört zu den Zweiglimmergraniten. Es ist nicht sehr mineralreich, aber doch immerhin mineralreicher, als es nach der Darstellung Gumbels scheinen möchte.

Neben der bestimmenden Mineralkombination Quarzalkalifeldspat und Plagioklas erscheinen als glimmerige Gemengteile Biotit und Muskovit in wechselndem Verhältnis. Als Nebengemengteile finden sich fast allgemein Apatit, Zirkon und Eisenerze. An Übergemengteilen sind Titanit, Turmalin und Andalusit vorhanden. Sehr häufig trifft man Chlorit. Auch Sillimanit ist weit verbreitet. Rutil und Anatas scheinen nur Sekundärprodukte zu sein. Dagegen ist in manchen Gesteinen Hussakit als primärer Gesteinskomponent mit Sicherheit nachzuweisen.

Von den Alkalifeldspaten sind Orthoklas, Mikroklin, Albit, Perthit und Mikroklinperthit vertreten. Der Orthoklas zeigt bezüglich der Ausbildungsweise, des Glanzes und der Spaltbarkeit die in normalen Graniten gewöhnlich zu beobachtenden Erscheinungen. Er hat wie in allen Tiefen- und Ganggesteinen dieses Gebietes graulich weiße Farbe. Vielfach erkennt man jedoch deutlich einen Stich ins Bläuliche. Besonders in den Gesteinen von Altenhammer, Flossenbürg und Versdorf besitzt er eine ausgesprochen bläuliche Färbung. Der Mikroklin ist ein nicht seltener Gemengteil. Sind auch die triklinen Feldspate mit doppeltem Lamellensystem nicht alle als Mikrokline zu betrachten, so ist in vielen Schliften jener Kalifeldspat durch die eigenartige Durchkreuzung der nach dem Albitgesetz gebildeten Lamellen so deutlich charakterisiert, daß Zweifel an seiner Identität nicht aufkommen können. Besonders reich an diesem Mineral ist der Granit von Falkenberg. Auch in den granitischen Gesteinen von Leugas und Liebenstein ist es häufig zu finden. Albit ist als selbständiges Gesteinselement sehr selten. In dem Granit von Münchsgrün konnte er jedoch mit Sicherheit nachgewiesen werden. Hier erscheint er sowohl in einzelnen Kristallen als auch als äußerste isomorphe Schicht auf zonarstruierten Plagioklasen. Auch in dem Granit von Ellenfeld

ist Albit anwesend. Sehr häufig findet man ihn in perthitischer Verwachsung mit anderen Alkalifeldspaten. Besonders sind die Mikrokline oft mit Albitadern reichlich durchtrümt. An Kalknatronfeldspaten ist das ganze Massiv durchaus nicht arm. Sehr häufig beobachtet man Albit-Oligoklas und Oligoklas-Andesin. Makroskopisch sind sie von den Alkalifeldspaten meist kaum zu unterscheiden. Ihre polysynthetische Zwillingsbildung und ihre leichtere Angreifbarkeit durch die Atmosphärien machen sie zuweilen auch dem unbewaffneten Auge kenntlich. Unter dem Mikroskop aber treten sie sofort durch ihre Lamellierung nach dem Albitgesetz, mit welcher sich nicht selten auch eine solche nach dem Periklingesetz verbindet, stark hervor. Sehr häufig enthalten die Feldspate mehr oder weniger zahlreiche, zuweilen bestimmt orientierte meist aber richtungslose, nadelförmige Kristalle, welche alle Merkmale des Sillimanits an sich tragen. Besonders in den Graniten von Münchsgrün, Altenhammer und Bärnau sind derartige Einschlüsse eine oft wiederkehrende Erscheinung. Zersetzung zu Sericit ist oft wahrzunehmen; Karbonatbildung dagegen nie.

Der Gehalt an farbigen Gemengteilen schwankt in weiten Grenzen. Auch das relative Mengenverhältnis von Kali- und Magnesiaglimmer ist sehr verschieden. Im Diepoltsreuther Granit scheint der Biotit der einzige Glimmer zu sein. In den Gesteinen von Münchsgrün, Flossenbürg und Altenhammer dagegen waltet der Muskovit vor. Ausbildung, Verteilung und Farbe dieser Gesteinsbestandteile sind so normal, daß sie zu einer besonderen Bemerkung keinen Anlaß bieten. Nur die eine Tatsache soll hervorgehoben sein, daß die Zirkoneinschlüsse in den braun durchsichtigen Biotitblättchen das Phänomen der pleochroitischen Höfe mit ihren Besonderheiten bezüglich der Licht- und Doppelbrechung zuweilen in wunderbarer Vollkommenheit und Schönheit bilden.

Quarz ist meist reichlich vorhanden. Er erscheint in kompakten, unregelmäßigen Körnern von grauer Farbe, zeigt

deutlich Fettglanz und muschligen Bruch und erweist sich unter dem Mikroskop fast durchweg als letzte Ausfüllungsmasse. Nur selten begegnet man bei ihm den Spuren der Kataklyse, häufig dagegen haar- und stabförmigen Kristalliten als Einschlüssen.

Die Verbreitung der Nebengemengteile ist in den verschiedenen Vorkommnissen sehr wechselnd. Eisenerz ist durchgehends nur spärlich vorhanden. Meist ist es Magnetit. In dem Granit von Altenhammer findet man auch sechsseitige Täfelchen von Eisenglanz, in dem von Diepoltsreuth Titaneisen. Apatit, welcher vielfach nicht in den sonst so häufigen langen Nadeln und prismatischen Kristallen, sondern in Körnerform auftritt, ist in dem Gestein von Münchsgrün spärlich, in dem von Diepoltsreuth reichlich zugegen. Der Zirkon ist allenthalben nicht gerade selten und besitzt die gewöhnliche Ausbildungsform. Der Hussakit, sonst schwer von Zirkon zu unterscheiden, ist in den Gesteinen von Diepoltsreuth und Liebenstein so bestimmt gekennzeichnet, daß eine Verwechslung als ausgeschlossen gelten muß.

Der Titanit ist ein hochcharakteristischer Übergemengteil aller granitischen Gesteine unseres Gebietes. Er erscheint gern in der Briefkuvertform in sehr vollkommener Ausbildung. Scharf und regelmäßig umgrenzte Individuen beherbergt besonders der Granit von Liebenstein. Turmalin und Andalusit, jener durch seine bräunliche beziehungsweise bläuliche Farbzeichnung, dieser durch seinen bekannten Pleochroismus bestimmt charakterisiert, sind in ihrem Vorkommen naturgemäß lokal beschränkt. Beide, obwohl genetisch so sehr verschieden, haben das miteinander gemeinsam, daß sie so ziemlich ausschließlich auf der Gesteinsgrenze sich einstellen. Der Chlorit, ein sehr häufiger Gesteinskomponent, ist wohl in den meisten Fällen aus Biotit hervorgegangen. Aus dem letzteren scheidet sich auch nicht selten in feinen Nadeln Rutil aus. In dem Granit von Falkenberg erscheint dieser auch öfters in sagenartigen Aggregaten. Anatas ist selten, aber sicher vorhanden. Der Sillimanit schließlich tritt wie als Einschluß

in Feldspat und Quarz so auch als selbständiges Glied im Gesteinsgewebe in ziemlicher Häufigkeit auf.

Für die chemische Konstitution aller Granitvorkommnisse dieses Distriktes ist der hohe Gehalt an Titan am bezeichnendsten. Die Dünnschliffe zeigen allenthalben einen unverhältnismäßigen Betrag an Titanmineralien. Und die Richtigkeit des mikroskopischen Befundes wird durch die chemische Untersuchung gewährleistet. Ein Vergleich der von Gumbel mitgeteilten Analyse des „Kristallgranits“ vom Tirschenreuther Wald mit der von Rosenbusch für verschiedene granitische Gesteine aufgestellten Analysenreihe stellt dies außer Zweifel. Sonst bekunden die einzelnen Gesteinsteile eine unverkennbare Abhängigkeit von ihrer Lage innerhalb des Gesteinskörpers. Hier trägt das Gestein lichten, dort dunklen Charakter. Randliche Modifikationen in Bestand und Struktur sind insonderheit keine seltene Erscheinung. Eine schlierige Differenzierung des Eruptivmagmas zur Zeit der Injektion hat wie anderwärts, so auch hier Anlaß zu mancherlei Faziesbildungen gegeben. In dem Aufschluß von Münchsgrün treten die Glimmer und insbesondere der Biotit stark zurück. Die Kalknatronfeldspate werden seltener. Eisenerz ist kaum mehr in Spuren vorhanden. Die Orthoklasindividuen werden von Schnüren zwillingslamellierter Plagioklase durchzogen. Der Quarz bildet nicht mehr eine Art zementierender Füllmasse; augensichtlich offenbart er das Streben nach idiomorpher Umgrenzung; ja man sieht zuweilen wohlausgebildete Kristallspitzen dieses Minerals in die Feldspate hineinragen. Es liegt also eine aplitische Randfazies vor. Bei Diepoltsreuth dagegen gewahrt man eine solche von lamprophyrischem Charakter. Schöne Illustrationen für die Tatsache, daß im Verlauf des Verfestigungsprozesses in der Mutterlauge die Azidität zu- und die Basizität abnimmt, liefert der Granit von Altenhammer, in dessen Orthoklasen die Plagioklase gleichsam schwimmen und das Gestein von Münchsgrün, dessen zonare Feldspate im Kern aus Albit-Oligoklas oder noch basischeren Mischungen bestehen, während die äußere Schale sich als Albit darstellt.

Der tiefgreifende Unterschied zwischen Gesteinszersetzung und Verwitterung läßt sich gerade an dem Granitmassiv des Tirschenreuther Waldes und seinen Ausläufern trefflich studieren. Die Kaolinisierung charakterisiert sich als das Werk des ersteren, die Bildung der Vegetationsdecke als dasjenige des letzteren der beiden Vorgänge. Die Kaolinisierung des Granites ist offenbar eine bloß lokale Erscheinung. Bekannt ist das Kaolinvorkommen auf der Schmelz bei Tirschenreuth, bekannt die kaolinisierten Aplitgänge bei Wondreb. Rößler hat in seiner Abhandlung über Kaolinlagerstätten überzeugend nachgewiesen, daß diese Kaolinbildungen das Produkt postvulkanischer Prozesse sind, bei denen der atmosphärischen Verwitterung sonst kräftig widerstehende Gesteins-elemente, wie z. B. der Apatit, verloren gingen. Andererseits liefern die prächtigen Waldbestände dieses Granitgebietes, welche sogar zu Ortsnamen wie Schönficht und Hohenthann Anlaß gegeben haben, den besten Beweis für die Tatsache, daß die normale Verwitterung des Granites den Pflanzen ihren notwendigen Bedarf an Nährsalzen nicht entzieht.

Die Absonderung der granitischen Massen ist im großen und ganzen durchaus normal. Wie weit dabei die vertikalen Kluftsysteme voneinander abstehen können, zeigen die Dimensionen der Granitplatten, welche bei Flossenbürg gewonnen werden. Eigenartig hat sich der Absonderungsprozeß nur in dem Granit bei Neuhaus gestaltet, wo derselbe zu rautenförmigen Gebilden führte.

Beachtenswert und für den Zweck der vorliegenden Arbeit nicht ohne Bedeutung sind die strukturellen Verhältnisse. Im allgemeinen herrscht ja freilich die hypidiomorph körnige Struktur der Tiefengesteine bei grobem bis kleinem Korn. Charakteristisch aber ist schon die außerordentliche Neigung zum Porphyrtigen. So bilden bei Hohenwald die Karlsbader Zwillinge Individuen von 4 cm und darüber. Auch bei Versdorf und Diepoldsreuth ist ein gewisser Gegensatz zwischen Grundmasse und Einsprenglingen gar nicht zu verkennen. Gümbel unterscheidet drei Arten des Stockgranites.

Er nennt sie Kristallgranit, Steinwaldgranit und Passauer Waldgranit. Ob diese Klassifikation besonders glücklich ist, mag dahingestellt bleiben; für die granitischen Gebilde des Tirschenreuther Waldes ist die Häufigkeit des Auftretens größerer und vielfach kristallographisch gut begrenzter Feldspatkristalle immerhin bezeichnend. Besonders hervorzuheben ist aber die öfters hervortretende Parallelstruktur. In dem Granit von Münchsgrün zeigen die Biotittäfelchen eine solche gleichsinnige Anordnung, daß das Gestein ein gneisartiges Aussehen gewinnt. Würde man dasselbe losgelöst von seinem Zusammenhang in völliger Isolierung finden, so könnte man versucht sein, es geradezu als „Gneis“ anzusprechen. Zwar unterscheidet es sich in seinem ganzen Habitus sehr wesentlich von den in diesem Gebiet häufigen Gneisschichten. Selbst von den unmittelbar am Kontakt mit dem Granit sich befindenden Schieferlagen hebt es sich durch seine ganze Erscheinungsweise scharf ab. Aber die Parallelordnung besonders der farbigen Gemengteile ist doch so vollkommen, daß sich das Gestein als ein förmlicher Gneis darstellt. Es ist aber zweifellos nichts anderes als ein parallel struierter Granit. Ob diese Parallelstruktur ein Fluidalphänomen oder das Produkt einer Resorption des Nebengesteins ist, ist mit Sicherheit kaum zu entscheiden. Die Anwesenheit des Andalusits in diesem Gestein macht das letztere wahrscheinlich. Die Gegenwart dieses Tonerdesilikates deutet darauf hin, daß einzelne Schollen der angrenzenden Schiefer in das schmelzflüssige Granitmagma hineingesunken und von diesem aufgelöst worden sind. Es ist also anzunehmen, daß in dem gneisartigen Granit lediglich eine Resorptionsschliere vorliegt. In keinem Fall aber hat man es hier mit einem metamorphen Gebilde in dem Sinne zu tun, indem man dieses Attribut den sogenannten kristallinen Schiefen beilegt. Nach Rosenbusch sind die kristallinen Schiefer unter wesentlicher Mitwirkung geodynamischer Phänomene zu geologischer Umgestaltung gelangte Eruptivgesteine oder Sedimente. Jenes Gestein vereinigt die Merkmale der Kristallinität mit denen der Schieferigkeit. Es hat

aber keinerlei Metamorphose erfahren. Eine unveränderte, primäre Bildung ist es also nicht zu den kristallinen Schiefeln zu rechnen.

Aplit und Pegmatit.

Die aplitischen Ganggesteine sind in dem Gebiet des Tirschenreuther Waldes und seiner Umgebung überaus stark verbreitet. Wo immer größere Gesteinsmassen abgeschlossen sind, sieht man die Apliten in schmälern oder breiteren Bändern das Hauptgestein durchsetzen, von dem sie sich durch die wesentlich lichtere Färbung abheben. Man begegnet ihnen teils in dem Eruptivgestein, zu dessen Ganggefölgenschaft sie gehören, teils aber auch in dem Nebengestein der Eruptivbildungen. Im Granit, im Syenitgranit oder Quarzmonzonit, ja selbst in dem Hornblendeschiefer oder Hornblendegabbro sind sie zu treffen und der angrenzende „Gneis“ ist vielfach durchzogen und durchtränkt von aplitischen Adern. Das Gestein zeigt allerwärts die normale Ausbildung und gibt zu besonderen Bemerkungen wenig Anlaß. Bei der weiten Verbreitung desselben und seinen engen Beziehungen zu den kristallinen Schiefeln des vorliegenden Gebietes muß aber doch eine kurze Besprechung angemessen erscheinen.

Das Gestein besteht im wesentlichen aus einem feinkörnigen Gemenge von Alkalifeldspat und Quarz. Neben Orthoklas tritt Mikroklin mit ausgezeichneter Gitterstruktur, Mikropertit und Albit auf. Zu den herrschenden Alkalifeldspaten gesellen sich stets saure Plagioklase. Albit-Oligoklas, Oligoklas-Andesin, ja sogar Andesin konnten nachgewiesen werden. Der Quarz behauptet meist die unbedingte Vorherrschaft; manchmal jedoch tritt er auch so zurück, daß das Gestein mehr den Charakter des Syenitaplit erhält. Die Glimmer können kaum mehr als wesentliche Gemengteile bezeichnet werden. Muskovit ist zwar überall anwesend, aber doch nur in geringer Menge; der Biotit aber fehlt in manchen Vorkommnissen vollständig. Der Apatit erreicht zuweilen ansehnliche Größe, ist aber ebenso wie der Zirkon

wenig häufig. Eisenerze sind nur in geringen Quantitäten, manchmal überhaupt nicht vorhanden. Ein häufiger Übergangsteil ist dagegen der Turmalin. Besonders in dem „Gneis“ von Tirschenreuth begleitet er gern die Aplite. Bald sind kleine, braune oder auch grünliche und blaugrüne Kriställchen zu größeren oder kleineren Gruppen zusammengehäuft bald auch einzelne bedeutendere Individuen mit deutlicher hemimorpher Umgrenzung im Gesteinsgewebe zerstreut. Neben Turmalin findet sich auch gar nicht selten Granat in verschieden großen Körnern mit ganz unregelmäßigen Konturen, zuweilen förmliche Perimorphosen bildend. Endlich stellt sich auch Topas hin und wieder ein.

Die Strukturverhältnisse bedürfen um so weniger einer eingehenden Erörterung, als sie bei der Beschreibung der aplitischen Randzone des Münchsgrüner Granits genügend gekennzeichnet worden sind.

Für die Widerstandsfähigkeit des Aplits gegenüber den umwandelnden Prozessen liefert der Syenitgranitbruch bei Hardt eine vorzügliche Illustration. Durch die lockeren Massen von Verwitterungsgrus, in welchen die einzelnen Quarzmonzonitblöcke eingebettet liegen, zieht sich skelettartig das Netzwerk der Aplitadern hindurch. Wie ein festes Rückgrat stehen diese Gangfüllungen da, die sandiggrusigen Steilwände haltend und tragend.

Vergesellschaftet mit diesen aplitischen Bildungen sind vielfach auch pegmatitische Gänge. In dem Bahneinschnitt bei Bärnau z. B. treten beide miteinander auf, wo sie den prächtig aufgeschlossenen Gneis in der Weise durchsetzen, daß der Pegmatit die randliche Lage hat und in fast horizontaler Richtung hinstreicht, während der Aplit mehr saiger gestellt ist. Auch in dem Gneis von Tirschenreuth sind Aplit und Pegmatit enge verknüpft. Sie sind immer stofflich, mineralisch und strukturell so nahe miteinander verwandt, daß eine ausführliche Beschreibung des letzteren nach der Schilderung des ersteren überflüssig erscheint. Beide bekunden den höchst sauren Charakter, beide führen die bor-fluor- und

chlorhaltigen Übergemengteile, beide zeigen die Unbeständigkeit in der relativen Menge der einzelnen Gesteinselemente; und ist für die Pegmatite der Mangel einer gesetzmäßigen Sukzession in der Bildung der verschiedenen Gemengteile charakteristisch, so liegt in der panidiomorphen Strukturform der Aplite die entsprechende bezeichnende Eigenschaft vor; und endlich hat die gesetzmäßige Verwachsung der beiden Hauptkomponenten in den schriftgranitischen Pegmatiten ihr Analogon in der poikilitischen Durchdringung der Feldspate mit Quarzkörnern und den myrmekitischen und granophyrischen Strukturtypen bei den Apliten. So bleibt schließlich als unterscheidendes Merkmal nur noch die Korngröße und die in unserem Untersuchungsgebiet nicht selten wahrzunehmende bläuliche Färbung der Feldspate. Pegmatite mit großkörniger Ausbildung finden sich an verschiedenen Lokalitäten. Außer dem Vorkommen von Tirschenreuth ist besonders dasjenige an der Straße von Plößberg nach Wildenau zu nennen. In jenem zeigen sich auf den basischen Spaltflächen der Feldspate die eckigen Durchschnitte der Quarzstengel oft in vorzüglicher Deutlichkeit; in diesem sind die ungewöhnlich großen Muskovitindividuen durch eine federförmige Kannelierung ausgezeichnet.

Über die Abhängigkeit dieser aplitischen und pegmatitischen Gangbildungen von dem Nebengestein, wie sie sich in der Granatentwicklung Ausdruck gibt, wird später eingehender zu reden sein.

Granulit.

Der Granulit Gumbels tritt innerhalb unseres Territoriums an den verschiedensten Orten auf. Er findet sich in der Nähe von Schlatten, an der Straße von Plößberg nach Wildenau unweit des erstgenannten Dorfes, am Edenbach, bei Holzmühle am Heiligen Bach, unfern Bärnau, bei Altglashütten und verschiedenen anderen Orten. Immer ist es jedoch nur ein beschränktes Gebiet, über das sich dieses Gestein erstreckt. Nur bei Bärnau gewinnt es eine größere

Ausdehnung. Der Aufschluß aber bei „Unser Herrgott auf der Wies“, welchen Gümberl gezeichnet hat, läßt erkennen, welche mannigfaltige Gesteine auf diesem Granulitgebiet vereinigt sind.

Gümberl gliedert die Granulite in Granat- und Turmalingranulite. Diese Teilung ist indes in der Natur keineswegs streng durchgeführt. Wohl waltet in den Gesteinen von Bärnau der Granat vor, aber in dem sogenannten Schörlgranulit von Plößberg sind Turmalin und Granat zugleich reichlich vertreten. Auf keinen Fall ist es erforderlich, die durch mannigfache Zwischenglieder miteinander verbundenen Varietäten in der Beschreibung auseinander zu halten.

Granulit ist nach Rosenbusch bei typischer Ausbildung ein glimmerfreies und granathaltiges, deutlich schiefriges bis dünnstiefriges Gneisgestein. Auch Gümberl nennt die Granulite eine dem Gneis verwandte Gesteinsgruppe. Der Granulit unseres Distrikts aber steht zwar allewege mit „Gneis“ in innigster Beziehung, unterscheidet sich aber von diesem doch sehr wesentlich. Mineralbestand, Struktur und Vorkommen verbieten, ihn als eine Art Gneis zu betrachten. Die „Gneise“ dieses Gebietes führen allenthalben viel Tonerdesilikate; ja nicht selten enthalten sie auch Aluminate. Im Granulit treten diese sehr stark zurück. Dagegen deckt sich der Mineralbestand so vollkommen mit dem der Aplite, daß eine Beschreibung desselben unnötig ist. Selbst die charakteristischen Übergemengteile sind in den beiden Gesteinssorten die gleichen. Die „Gneise“ sind allerwärts, soweit sie nicht hornfelsartig ausgebildet sind, durch wohl erkennbare Schichtstruktur charakterisiert. Der Granulit läßt dieselbe vermissen. Gümberl spricht zwar von einem mehr oder weniger deutlichen Schiefergefüge, es ist aber zu bemerken, daß allerorten nur das weniger deutliche wahrgenommen werden konnte. Beim Hammerschlag scheint es manchmal, als ob nach bestimmten Richtungen das Gestein leichter spaltete; aber von einer eigentlichen Schichtstruktur war nirgends etwas zu finden. Dagegen zeigt sich in allen Vorkommnissen die structure granulitique in typischer

Ausprägung. Nirgends beobachtet man besser als hier die Tendenz des an mikrolithischen Bildungen reichen Quarzes nach selbständiger Formenentwicklung. Schließlich spricht auch die geologische Verknüpfung dieses Gesteins mit seiner Umgebung gegen die Zusammenstellung desselben mit den Gneisgebilden. In der Nähe von Plößberg setzt ein schmaler, kaum handbreiter Gang im „Gneis“ auf. Er durchsetzt in diskordanter Lagerung das Nebengestein. Dieser Granulitgang weist eine geradezu überraschende Ähnlichkeit mit den Aplitgängen von Geyer in Sachsen auf. Es ist dasselbe feine Korn, es ist dieselbe lichtgraue Farbe, es sind dieselben wohl ausgebildeten Turmalinsonnen, welche sich in beiden Gesteinen finden. Die mineralische Zusammensetzung, das innere und äußere Gefüge und das Auftreten sprechen also dafür, daß der Granulit dieses Gebietes nicht mit „Gneis“, sondern mit Aplit identisch ist. Es soll nicht bestritten werden, daß andere Granulitvorkommnisse sich als eine Gneisart darstellen. Aber der im nördlichen Oberpfälzer Wald auftretende Granulit ist nichts anderes als Aplit. Wenn er vielfach in konkordanter Lagerung mit Gneis erscheint, so ist dies natürlich ebensowenig ein Beweis gegen seine eruptive Natur als die Beeinflussung des Auftretens des Syenitgranits oder Quarzmonzonits durch die Schichtenstellung des Gebirges gegen dessen Erstarrung aus Schmelzfluß. Es muß also dieser Granulit ebenso wie der Münchsgrüner gneisartige Granit aus der Reihe der „kristallinen Schiefer“ ausgeschaltet werden.

Quarzporphyr.

Im Osten von Weiden hat der Bach, welcher von Theiseil zur Almesbacher Mühle in munterem Laufe herabeilt, eine tiefe Talrinne quer in das Westrandgebirge, das gerade hier durch geotektonische Vorgänge stark erschüttelt war und in seinem Gefüge tiefgehende Störungen erlitten hatte, eingefurcht. Zu beiden Seiten steigen die Talwände so steil an, daß sie den Eindruck einer Hochgebirgslandschaft hervorrufen. So-

wohl links als rechts vom Bach treten an verschiedenen Punkten der Gehänge die Felsen des Quarzporphyrs hervor. Auch in der Richtung gegen Irchenreuth, Edelsdorf und Letzau erheben sich vereinzelt Quarzporphyrkuppen. Am mächtigsten aber ist die genannte Felsart an den Rändern des angeführten Tales entwickelt. Da das Baumaterial für das neue Gymnasium in Weiden hier gebrochen wird, so ist das Gestein vorzüglich aufgeschlossen.

Der Quarzporphyr enthält in einer dichten bis feinkörnigen, graugrünen bis bräunlichen Grundmasse von flachmuschligem bis erdigem Bruch Einsprenglinge von Alkalifeldspaten, mehr oder weniger Kalknatronfeldspaten und Quarz; daneben auch solche von Biotit in wechselnder Menge. Die Feldspate unterscheiden sich von denen der Granite durch ihre rötlichbraune Farbe und ihren mehr isometrischen Bau, sie teilen aber mit diesen die Neigung zur Zwillingsbildung nach dem Karlsbader bezw. Albitgesetz. Der Orthoklas ist in manchen Vorkommnissen von Albitschnüren perthitisch durchzogen. An Kalknatronfeldspaten konnten Albit-Oligoklas und Oligoklas-Andesin nachgewiesen werden. Die Quarzeinsprenglinge zeigen die gewöhnlichen Erscheinungen. Der Biotit bildet sehr ansehnliche Tafeln, ist jedoch meist nur da frisch, wo er von Quarz umschlossen wird. Wo er frisch geblieben ist, hat er tiefbraune Farbe, sonst erscheint er lichtbraun, goldgelb und grünlich. Bei der häufigen Umwandlung in Chlorit scheiden sich gern Rutilnadelchen aus. An Nebengemengteilen sind mehr oder weniger reichlich Zirkon und Apatit vertreten, welche nicht selten erhebliche, ja ungewöhnliche Dimensionen erreichen. Eisenerze sind nicht vorhanden. Das bei der Limonitbildung auftretende Eisen scheint aus dem Glimmer zu stammen. In einer Gesteinsprobe konnte auch ein stark umgewandelter Cordierit-Durchkreuzungsdrilling konstatiert werden. Chlorit und Anatas wie die nicht seltenen Karbonatbildungen sind wohl durchgehends Sekundärprodukte.

Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Feld-

spat und Quarz mit viel Muskovit oder Sericit. Die Einwände Gumbels können unmöglich mehr als stichhaltig gelten. Die Struktur ist sehr ausgeprägt porphyrisch. Die den kieselsäure- und alkalireichen Ergußgesteinen eigentümlichen sphärischen Aggregationsformen finden sich auch in diesem Quarzporphyr. Die kugeligen Gebilde in demselben lassen sich freilich weder hinsichtlich ihrer Größe noch ihrer Homogenität mit den Sphäroiden mancher Liparite vergleichen. Aber sie sind doch noch sehr deutlich. Daß die Einsprenglinge der porphyrischen Gesteine noch während der Ergußperiode weiterwachsen, dafür liefert gerade dieser Quarzporphyr unzweifelhafte Belege. Die kleinen Quarzausscheidungen innerhalb der Grundmasse zeigen in der Nähe der Einsprenglinge vielfach genau dieselbe Orientierung wie diese.

Das Gestein ist auch in dem begrenzten Gebiet, welches untersucht wurde, nicht überall gleich. Gumbel teilt die Porphyre des ostbayerischen Grenzgebirges in Quarzporphyr, Regen- oder Pinitporphyr und Pechsteinporphyr. Die porphyrischen Gebilde östlich von Weiden rechnet er zum Quarzporphyr. Pechsteinporphyre scheinen hier in der Tat nicht vorzukommen. Wenigstens konnte in keiner Gesteinsprobe eine hyaline Ausbildung der Grundmasse wahrgenommen werden. Dagegen zeigen die untersuchten Gesteinsproben zuweilen eine augensichtliche Annäherung an die sogenannten Regen- oder Pinitporphyre. Das unterhalb Tröglersricht aus einem Steinbruch an der Straße von Weiden nach Vohenstrauß gesammelte Material scheint noch den reinsten Typus des Quarzporphyrs im Sinne Gumbels darzustellen. Es ist allerdings nicht richtig, daß dieses Gestein bloß eine Klasse von Feldspat beherberge. Wenn Gumbel sich von der Anwesenheit einer zweiten Feldspatspezies bei dieser Porphyrtart nicht überzeugen konnte, so mußte dies nur in einer gewissen Mangelhaftigkeit der Untersuchung oder des Materiales begründet sein. Es sind in diesem Gestein zweifellos neben Orthoklas auch Plagioklase vorhanden. Man beobachtet im Dünnschliff nicht allzu selten triklone Feldspate mit feinsten polysynthetischer

Zwillingsbildung. Auch Plagioklase mit doppeltem Lamellensystem zeigen sich und gar manches Mal sieht man lamellierte Feldspate eingeschlossen in Orthoklas. Aber das steht fest, daß in diesem Gestein die Kalknatronfeldspate ebenso hinter die Alkalifeldspate zurücktreten wie die farbigen Gemengteile bis zum Verschwinden selten werden. Es sind offenbar kiesel-säure- und alkalireiche, an den Oxyden der bivalenten Metalle aber arme Gesteine. Auch Apatit ist äußerst spärlich und Titanmineralien sind kaum zu sehen. Es kann also auch Phosphor- und Titansäure nur in sehr geringen Mengen vorhanden sein. Ganz anders dagegen ist der Gesteinstypus an anderen Lokalitäten. So zeigt das Gestein in dem Keller-schen Bruch unfern Theiseil einen von jenem durchaus verschiedenen Charakter. Die Kalknatronfeldspate nehmen zu; große Blätter von Biotit treten auf; Apatitnadeln werden häufig, Anatas erscheint in großer Menge; an einer Stelle finden sich auch Pseudomorphosen von Pinit nach Cordierit. Und mit dieser Änderung im mineralischen und damit zugleich im chemischen Bestand gehen strukturelle Modifikationen Hand in Hand. Der Hiatus zwischen der intratellurischen und der Effusionsperiode gibt sich ja wohl überall in einem scharfen Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse zu erkennen. Übergänge von der porphyrischen zur körnigen Struktur finden sich nicht. Aber dies schließt doch gewisse Unterschiede in der Struktur nicht aus. In den Gesteinen von Theiseil nimmt nicht bloß die Korngröße erheblich zu, so daß die Feldspate Dimensionen von 2 cm und darüber erreichen, sondern es zeigen sich in der Grundmasse auch ausgeprägte mikrogranitische und granophyrische Strukturformen. Daneben steigert sich auch die Erosionswirkung des kristallisierenden Magmas. Die Änderungen in Bestand und Struktur sind indes zwar innig miteinander verbunden, aber nicht gegenseitig bedingt. Der Wechsel im Gefüge ist nicht sowohl in der Verschiedenheit des Bestandes als in der Lage der einzelnen Gesteinsteile innerhalb des Gesteinskomplexes begründet. Die untersuchten Proben aus der Nähe des letzt-

genannten Ortes stammen aus beträchtlicher Tiefe und die angeführten Struktureigentümlichkeiten sind wohl durch die in derselben länger erhalten gebliebenen Molekularbeweglichkeit veranlaßt. Der letztgeschilderte Gesteinstypus hat offenkundig sehr viele Ähnlichkeit mit dem von Gümbel als Regen- oder Pinitporphyr bezeichneten Gestein. Will man ihn nicht geradezu dieser Varietät zurechnen, so muß man ihn wenigstens als granitporphyrische Zentralfazies von dem typischen Quarzporphyr abtrennen. Bemerkenswert sind bei diesem Gestein aber auch noch die Änderungen, welche es in der metasomatischen Periode seiner Geschichte erfahren hat.

Selbst in bedeutender Tiefe lassen ganz frisch abgesprengte Blöcke weitgehende Spuren der Verwitterung und Zersetzung erkennen. Es muß durch mächtige Bodenerschütterung eine solche Zermalmung des Gesteinskörpers stattgefunden haben, daß die umwandelnden Agenzien ausgedehnte und zahlreiche Angriffsoberflächen vorgefunden haben. Karbonatbildung, Chloritisierung und Sericitisierung sind hier in großem Umfang zu beobachten. Bei der ersteren hat sich Magnesit und Kalzit zugleich entwickelt. Beide sind ja freilich im Dünnschliff schwer voneinander zu unterscheiden; aber wenn Chloritblättchen ganz angefüllt sind von Karbonat, so liegt wohl kohlen-saure Magnesia vor, während die in den Feldspaten angesiedelten Karbonate als kohlen-saurer Kalk zu betrachten sind.

Für die Beurteilung des Verhältnisses des Ergußgesteines zu den durchbrochenen Schiefen endlich scheint die Cordierit- bzw. Pinitbildung nicht ohne Belang zu sein.

Syenitgranit.

Der Syenitgranit ist ein wegen seiner technischen Verwendbarkeit sehr geschätztes Gestein. Es ist in jenem Gebiete sehr verbreitet. Zwar haben die einzelnen Vorkommnisse immer nur verhältnismäßig geringe Ausdehnung. Sie bilden meist nur ganz schmale Zonen. Aber sie stellen sich doch sehr häufig ein. Der Distrikt zwischen Wondreb und Bärnau ist be-

sonders reich an diesem Gesteinstypus. Eine ganze Reihe von Syenitgranitzügen finden sich hier, mehr oder weniger parallel geordnet, auf beschränktem Raum vereinigt. Aber auch das Westrandgebirge ist nicht arm an dieser Felsart. Ein langer Streifen zieht sich von Pfaffenreuth über Ilsenbach gegen Gailersreuth hin. Bei Wilchenreuth bildet der Syenitgranit einen Zug von sehr geringer Mächtigkeit, aber recht erheblicher Längenausdehnung. Auch zwischen den beiden nach Süden ausgestreckten Granitflügeln gehen schmale Syenitgranitzüge zutage. So bei Kalmreuth, Hardt und Goldbrunn. Endlich mag auch noch des inselartigen Vorkommens bei Ödschönlind Erwähnung geschehen. Im Bärnauer Gebirge folgen diese Syenitgranitzüge der Richtung des Erzgebirgssystems, im Westrandgebirge aber der Direktionslinie des herzynischen Gebirges im engeren Sinn. Im allgemeinen aber zeigt sich bei all diesen verschiedenen Vorkommnissen große Übereinstimmung. Gümbel teilt allerdings die Syenitgranite in die drei Varietäten: Kugelsyenitgranit, porphyrtartiger und aphanitischer Syenitgranit. Allein die letztere Spielart, von der ein Vorkommnis aus der Gegend von Ellenfeld untersucht wurde, scheint infolge der Basizität ihrer Feldspate und der ungewöhnlich starken Anreicherung der dunklen Bestandteile dem Hornblendegabbro näher zu stehen als den Graniten und Syeniten, und was die zweite Abart anlangt, so stellt dieselbe in der Hauptsache lediglich eine strukturelle Modifikation der ersten dar. In unserem Gebiete sind beträchtliche Abweichungen von dem Grundtypus nirgends zu konstatieren.

Was den Syenitgranit den granitischen Gesteinen gegenüber vorzugsweise charakterisiert, das ist die Häufung der dunkleren Farbentöne. Als wesentliche Gemengteile sind neben den verschiedenen Feldspaten, welche im großen und ganzen die Verhältnisse bei den Graniten wiederholen, Biotit, eines oder mehrere Glieder der Pyroxenfamilie und Hornblende zu nennen. Quarz ist überall vorhanden, tritt jedoch meist stark zurück. Als Nebengemengteile erscheinen verschiedene Eisenerze, Apatit und Zirkon. An Übergemengteilen ist

das Gestein nicht arm. Titanit und Orthit sind beide reichlich vertreten. Chlorit, Kalzit, Zoisit, Leukoxen, Rutil und Anatas sind wohl nur sekundäre Bildungen. — Das relative Mengenverhältnis zwischen den Alkali- und Kalknatronfeldspaten schwankt nur in engen Grenzen. Wohl überall herrscht der letztere vor. Gümbel behauptet allerdings, daß in diesem Granit der Orthoklas immer weitaus das Übergewicht über den klinoklastischen Feldspat behalte, aber in dieser Allgemeinheit ausgesprochen, ist dieser Satz gewiß unrichtig. Dies geht doch schon aus der einfachen Tatsache hervor, daß selbst in dem porphyrtigen Syenitgranit von Hohenstein nach Gümbel der Natrongehalt 4,988 % beträgt, während der Gehalt an Kali sich nur auf 0,200 % beläuft. Die Täuschung ist wohl durch den Umstand veranlaßt, daß der Orthoklas, wie die mikroskopische Untersuchung mit der höchsten Evidenz erhärtet, vielfach die Umhüllung, der Plagioklas dagegen den Kern der Feldspate bildet. So erklärt sich auch leicht die Tatsache, daß die Orthoklasanalysen vielfach einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Kalk- und Baryterde aufweisen, sowie die Erscheinung, daß die Verwitterung gern im Zentrum der Feldspatindividuen einsetzt. Bei den gleichmäßig gemengten Gesteinen unseres Distriktes vollends steht die Vorherrschaft des Plagioklases außer Zweifel. Im übrigen soll nach der ausführlicheren Schilderung der Feldspate in dem Granit nur noch erwähnt sein, daß sich dem Auge des Beobachters eine besonders hübsche Erscheinung bietet, wenn Plagioklase mit doppeltem Lamellensystem als Einschlüsse in solchen mit einfachem auftreten. — Der Biotit hat in diesem Gestein allgemeine Verbreitung. Im auffallenden Lichte erscheint er schwärzlichbraun mit starkem metallischen Glanz; unter dem Mikroskop wird er mit brauner Farbe und deutlichem Pleochroismus durchsichtig. In dem Vorkommnis von Kleinklenau bildet er ansehnliche Tafeln, welche vorzüglich einspiegeln, sonst tritt er meist in kleinen Individuen auf, welche nicht selten zu putzenförmigen Haufen geordnet sind. Manchmal bildet er eine Art Strukturzentrum, um das sich die anderen

Gemengteile herumlegen. Lamellare Verwachsung mit Chlorit ist nicht selten. Das Mineral-Assoziationsgesetz, nach dem in den Eruptivgesteinen sich der Kaliglimmer nicht als primärer Gemengteil neben Pyroxen und Hornblende finden soll, findet im allgemeinen in dem Syenitgranit seine Bestätigung. In dem Gestein von der letztgenannten Fundstätte jedoch konnte Muskovit in Verbindung mit den angeführten Metasilikaten nachgewiesen werden. In gleicher Häufigkeit wie der Biotit tritt auch die Hornblende auf. Sie zeigt durchweg starke Absorptionsunterschiede. Parallel *c* ist sie blaugrün, parallel *b* schmutzgrün, parallel *a* lichtgrün bis farblos. Ob sie immer primärer Gemengteil ist, kann kaum entschieden werden. In manchen Fällen ist sie zweifellos aus Pyroxen hervorgegangen. Die Vorkommnisse von Ilsenbach lassen die fortschreitende Uralitierung erkennen. Wenn in den Gesteinen von Ödschönlind und Hardt Pyroxen nicht nachgewiesen werden konnte, so hat dies vielleicht nur in der bereits vollzogenen Umwandlung seinen Grund. In anderen Gesteinen ist Pyroxen ohne Zweifel vorhanden. Er ist schwach pleochroitisch und scheint dem Salit nahe zu stehen. Der Quarz liefert durch seine Ausbildung auch hier den Beweis, daß die Reihenfolge der Ausscheidungen aus dem kristallisierenden Magma nicht eine Funktion der Schmelzpunkte ist. Nicht selten aber erscheint er in gesetzmäßiger Verwachsung mit Feldspat. Sehr häufig begegnet man bei ihm den Spuren mechanischer Deformationen. In Reihen geordnete oder sporadisch zerstreute Flüssigkeitseinschlüsse findet man bei ihm wie in dem Quarz der normalen Granite. Die häufigen Nebengemengteile Magnet- und Titaneisen nehmen oft ansehnliche Dimensionen an. Letzteres, oft in schmalen Leisten auf den Spaltflächen des Biotits auftretend, ist manchmal ganz umrahmt von einem Kranz von Titanit, während der Magnetit öfters von einem Eisenoxydstreifen begrenzt wird. Der in großer Häufigkeit sich einstellende Magnetkies bildet auf den Klufflächen der Gesteine zuweilen förmliche Überzüge und Spaltenausfüllungen; der nur wenig seltenere Pyrit ist meist durch gute kristallographische Be-

grenzung ausgezeichnet. Der häufigste Nebengemengteil aber ist der Apatit. Manche Schliffe weisen einen geradezu auffallenden Reichtum an diesem Mineral auf. Hinsichtlich seiner Ausbildung verdient hervorgehoben zu werden, daß er in dem Syenitgranit seltener in Körnerform auftritt als in dem Granit. Terminale Flächen sind bei ihm ebenso häufig wahrzunehmen, als bei dem weit verbreiteten und meist hochgradig idiomorphen Zirkon. Daß beide Mineralien oftmals als Einschlüsse in den älteren Gesteinskomponenten erscheinen, bedarf kaum der Erwähnung. Der ungemein oft erscheinende Titanit, im allgemeinen demjenigen des Granits gleich, zeigt in diesem Gestein seinen Pleochroismus von rötlichbraun zu fast farblos licht sehr schön. Nicht so häufig, aber doch auch gar nicht selten, ist der zweite Übergemengteil. In den Gesteinen von Ilsebach konnte der Orthit nicht entdeckt werden; ebensowenig in denen von Gailersreuth; dagegen ist er in allen anderen reichlich vorhanden. Manchmal erscheint er in einfachen, manchmal in Zwillingkristallen; am meisten bildet er mehr oder weniger gerundete Körner. Seine verhältnismäßig große Auslöschungsschiefe gibt sich oft in der deutlichen Wahrnehmbarkeit der Zwillingbildung kund. Zuweilen ist ein zonarer Aufbau unverkennbar. Die Farbenabtönung wechselt von gelblichbraun zu grünlichbraun. Die gesetzmäßige Sukzession der Mineralbildungen findet in einem Vorkommnis einen trefflichen Ausdruck, indem ein Orthitkorn von Biotit und dieser wieder von einem zonar struierten Plagioklas umschlossen wird. Zersetzungs- und Verwitterungserscheinungen offenbaren sich hin und wieder in Zoisit- und Karbonatbildung. Daß in Gesteinen, welche so reich an Titanit, Orthit, Hornblende, Biotit und Zirkon sind, das Phänomen der pleochroitischen Höfe sehr häufig auftritt, muß als selbstverständlich gelten. Erwähnung aber verdient doch die Tatsache, daß die Doppelbrechung in jenen Höfen so stark zunimmt, daß die Interferenzfarbe sich zuweilen um eine halbe Farbenordnung erhöht. Über das Auftreten des Chlorits und Rutilts kann füglich mit Stillschweigen hinweggegangen werden.

Der Mineralbestand, welcher durch das Zurücktreten des Quarzes und die Anreicherung der farbigen Gemengteile gekennzeichnet ist, läßt hinsichtlich des chemischen Typus für den Syenitgranit gegenüber dem normalen Granit einen wesentlich basischeren Charakter erwarten. Die von Gümbel mitgeteilte Analyse des Gesteines an der großen Arberhütte, welches von ihm als sehr ausgeprägt nach dem normalen Typus des Kugelsyenitgranits bezeichnet wird, bestätigt jene Annahme, indem sie einen Kieselsäuregehalt von 57,500 % konstatiert. Bezeichnend für den chemischen Bestand ist auch bei diesem Gestein der nach der Fülle von Titanmineralien zu erwartende hohe Gehalt an TiO_2 , welcher auf 1,310 % berechnet ist.

Sehr bemerkenswert sind bei diesem Gesteinstypus die Strukturformen. Und unter diesen verdienen zwei ganz besondere Beachtung. Es ist die Kataklaststruktur und die kugelige Ausbildung. In keiner Felsart dieses ganzen Gebietes sind die kataklastischen Erscheinungen von solcher Ausdehnung und Intensität wie in dem Syenitgranit. Die Apatitnadeln sind zerbrochen, die Feldspate vielfach zerrissen, die Hornblenden verbogen, die Glimmermineralien geknickt. Ein Biotitblättchen zeigt einmal nicht weniger als zehn Knickungen. Die undulöse Auslöschung tritt nicht bloß beim Quarz hervor, sondern auch bei Feldspat, Glimmer und Hornblende. Die Mörtelstruktur ist zuweilen vorzüglich ausgebildet. Kurz dieser Syenitgranit veranschaulicht die mechanischen Strukturordnungen in der schönsten Weise. Nicht minder bedeutsam sind die sphäroidalen Entwicklungsformen dieser Gebirgsart. „Es ist eine besondere Eigenart dieses Syenitgranites, schreibt Gümbel, nicht in bankartiger Absonderung, wie sie gewöhnlich bei dem Granit vorkommt, sondern in großen kugelschaligen Partien ausgebildet zu sein, deren innerster fester Kern sich durch Verwitterung der äußeren Schale an der Oberfläche nach und nach herauschält. Man kann daher keine regelmäßigen Steinbrüche behufs Gewinnung dieses Materiales anlegen, weshalb schöne große Stücke sehr selten zu erlangen sind.“ Damit ist im allgemeinen die Ausbildungs-

art dieses Gesteins zutreffend geschildert. Die letzte Bemerkung ist zwar nicht richtig. Man hat in neuerer Zeit regelrechte Steinbrüche an verschiedenen Lokalitäten mit Erfolg angelegt, um dieses geschätzte Material in größerer Ausbeute zu bekommen. So in Kleinklenau, St. Quirin, Ilsenbach und Hardt. Überall aber zeigt sich, daß die einzelnen Kerne von mehreren Schalen lockerer Schichten eingehüllt sind. Auch da, wo die Gesteine durch Maschinenbetrieb aus erheblicher Tiefe herausbefördert werden, gewahrt man einen gewissen Unterschied der Konsistenz in den peripherischen und zentralen Teilen dieser kugeligen Gesteinskörper. Aus den senkrechten Wänden oder Steilrändern des Steinbruches von Hardt ragen die einzelnen Ovoide wie Eierschalen heraus. Bei einem Hammerschlag zerspringen die äußeren Hüllen verhältnismäßig leicht. In den oberen Teilen beobachtet man, wie die festeren Kerne in viel sandigem Granitgrus eingebettet liegen. Diese kugelige Entwicklung ist kaum nach Analogie der Wollsackbildung zu erklären. Sie scheint vielmehr durch die Eigenart der Mineralaggregation bei dem Verfestigungsprozeß bedingt zu sein. Läßt sich doch eine Art zentrischer Struktur bis in das kleinste Detail der Dünnschliffe verfolgen. Gümbel schreibt: „Die über das ganze Verbreitungsgebiet an der Oberfläche zerstreut liegenden, ausgewitterten Blöcke werden gewöhnlich als Findlinge bezeichnet. Es verhält sich aber damit wie mit den Granitfindlingen. Ursprünglich findet sich der Syenitgranit in der Tiefe unter der Oberfläche mäßig ausgebildet. In dieser Gesteinsmasse haben sich beim Festwerden des Gesteines einzelne härtere Kerne herausgebildet, welche das weniger festgebundene Material rings umgibt. Solche Kerne liegen bald näher bald weiter auseinander, sind bald größer bald kleiner. Indem weiter nach und nach durch die Zerstörung der Atmosphärenteilchen, welche von der Oberfläche her fortschreitet, die weicheren, leichter auflockerbaren Teile entfernt wurden, werden hier die festen Kernteile aus ihrer Umhüllung herausgeschält, endlich ganz bloßgelegt und erscheinen nun als isolierte Blöcke über Tag ausgestreut.“ Mit Recht

wird in dieser Ausführung die Bildung fester Kerne angenommen. Zweierlei aber wird dabei betont werden müssen. Zunächst die zeitliche Aufeinanderfolge der Kernbildung und der Verfestigung der übrigen Gesteinsmasse, und sodann die mineralische und chemische Verschiedenheit der Kernsubstanzen und ihrer Umgebung. Die Kerne scheinen nichts anderes zu sein als lokale Anhäufungen der ältesten Ausscheidungen, während die Umgebung derselben sich aus den Kristallisationsprodukten des Magmarestes aufbaut. Die zeitliche Priorität der Kernbildung wird schon durch die bekannte gesetzmäßige Aufeinanderfolge der Mineralausscheidung wahrscheinlich gemacht. Sie erscheint aber durch die beiden Tatsachen noch besonders gesichert, daß der Syenitgranit in dem normalen Granit zuweilen gleichsam zu schwimmen scheint und an verschiedenen Aufschlüssen von normalgranitischen Massen gangartig durchsetzt wird. Eine gewisse Differenzierung des Materiales in den Kernen und ihrer Umhüllungen ist auch gar nicht zu verkennen. So liegt in dem gegenseitigen Verhältnis von Syenitgranit und gewöhnlichem Granit eine Art Analogon zu der isomorphen Schichtung der Feldspate vor. Betrachtet man die Beziehungen der beiden Granittypen, so gewinnt man den Eindruck, als ob der Syenitgranit in die Kategorie der basischen Konkretionen zu stellen wäre. Lichte, saure Schlieren pflegen die natürliche Begleiterscheinung dunkler, basischer Konkretionen zu sein. In der Tat findet man in der Nähe von Oedschönlind, wo der Syenitgranit in ziemlicher Mächtigkeit entwickelt ist, einen Aufschluß, dessen aplitartiges Gesteinsmaterial von blendend weißer Farbe ist. Ob nun nicht die beiden Hauptstruktureigentümlichkeiten des Syenitgranits in einem engen, ursächlichen Zusammenhang stehen? Es scheint dies wirklich der Fall zu sein. Ist der Syenitgranit als die ältere basische Ausscheidung aus dem normal granitischen Magma zu betrachten, so sind die kataklastischen Erscheinungen wohl erklärlich. Nimmt man mit Weinschenk (Grundzüge der Gesteinskunde 1902) an, daß in dem Maße, in welchem die wasserfreien Silikate aus dem mit Wassergas gesättigten Schmelzfluß aus-

kristallisierten, durch die freiwerdenden Gase eine Steigerung des Druckes eintreten mußte und daß mit der teilweisen Kristallisation des Magmas auch Diffusionsvorgänge und dadurch erzeugte Strömungen notwendig verbunden waren, so begreift sich die oben geschilderte Zertrümmerung und Knickung der anfänglich gebildeten, meist höchst idiomorphen Kristallindividuen bei den immerhin beträchtlichen Dimensionen der syenitgranitischen Massen nicht schwer. Es scheint sich die Bildung dieser letzteren unter ähnlichen physikalischen Bedingungen vollzogen zu haben, wie sie, freilich in gesteigertem Maße, bei der typischen Piezokristallisation in gefalteten Gebirgen obwalteten. Zur Bestätigung dieser Annahme können sowohl die deutlichen Ansätze einer Parallelstruktur wie die im ganzen Verbreitungsgebiet zu beobachtenden eigenartigen Lagerungsverhältnisse dienen. Wenn es gelungen ist, in einem einzigen Schliß 19 Oligoklas-Andesine nach der Methode von Fouquet zu bestimmen, so deutet dies doch auf eine gleichsinnige Anordnung der Feldspate, welche unmöglich das Werk des Zufalls ist. Mag diese Parallelstruktur auch makroskopisch nicht so in die Augen fallen wie bei dem früher aufgeführten Granitvorkommen, so ist sie doch zweifellos vorhanden. Besonders beachtenswert aber sind die Lagerungsverhältnisse. Es wurde eingangs schon hervorgehoben, daß die Syenitgranitzüge in langen, schmalen Zungen den Hauptdirektionslinien des herzynischen Gebirgssystems folgen. Bei der Wichtigkeit, welche gerade diese Tatsache für die ganze Tendenz der vorliegenden Untersuchung hat, ist auf diese Erscheinung noch einmal zurückzukommen. Gümbel betrachtet die Syenitgranitvorkommen unseres Gebietes als Lagermassen, welche mit dem Gneis, in welchen sie eingebettet sind, gleichalterig sein sollen. „Die Kugelsyenitgranite, schreibt er, sind hauptsächlich in dem Schuppengneisdistrikt östlich von Tirschenreuth gegen Mährling und Bärnau entwickelt. Sie bilden hier zusammenhängende Lagerzüge, welche sich an zahlreichen über die Oberfläche ausgestreuten kugeligen Blöcken verfolgen lassen. In ursprünglicher Lagerstätte finden sie sich zwischen Gneisschichten

normal eingebettet, oft in linsenförmig erweiterten Lagern, welche sich in der Richtung des Fortstreichens stellenweise ausbauchen, stellenweise zusammenschnüren.“ Es wird später gezeigt werden, daß die Auffassung dieses Autors bezüglich der gegenseitigen Beziehungen zwischen den Lagermassen und ihrer Schieferhülle nicht geteilt werden kann. Das Bild der äußeren Erscheinung aber — und darauf kommt es hier an — ist in der zitierten Ausführung richtig gezeichnet. Dieses Bild aber deutet an sich schon auf ein enges Wechselverhältnis zwischen den Intrusivmassen und ihrer Umgebung. Offenbar ist das schmelzflüssige Magma in die Schieferspaltten hineingepreßt worden, sei es daß diese Schieferspaltten schon vorausgebildet waren, oder durch die dem Magma unter großem Druck innewohnende Energie erst aufgerissen wurden. Und diese Intrusion folgte auch dann noch der Streichrichtung der aufgeblättern Schiefer, als die Direktionslinie umschlug und sich um einen Winkel von nahezu 90° drehte. Die Weiterentwicklung dieser Gedankenreihe kann indes, nachdem das Auftreten und der innere Zusammenhang der beiden am meisten ins Auge fallenden Strukturordnungen genügend erläutert ist, der späteren Besprechung vorbehalten bleiben.

Was endlich die Bezeichnung dieses Gesteinstypus als Syenitgranit betrifft, so kann diese Nomenklatur bei der Flüssigkeit aller Gesteinsbegriffe wohl als erträglich betrachtet werden. Man könnte das Gestein, um es als Übergangsglied zu kennzeichnen, mit demselben, vielleicht auch noch mit mehr Recht, Granodiorit nennen. Im Volksmund heißt diese amphibolgranitische Felsart kurzweg Syenit, so daß dieser Begriff seinen ursprünglichen Inhalt wieder erhalten hat. Am zutreffendsten dürfte bei der unverkennbaren Ähnlichkeit mit den monzonitischen Gesteinen der von Weinschenk vorgeschlagene Name „Quarzmonzonit“ sein.

Diorit.

Das Gebiet des „Schuppengneises“ unterscheidet sich von dem des benachbarten „bunten Gneises“ außer andern

auch dadurch, daß in ihm häufig hornblendereiche Gesteine auftreten. In all den einzelnen Bezirken unseres Gneisdistriktes tauchen solche Hornblendegesteine in größerer oder geringerer Mächtigkeit auf. Sie bilden schmale, aber langgezogene Streifen, deren Längserstreckung augensichtlich durch die beiden Richtungslinien bestimmt ist, welche in der Gebirgsbildung des Oberpfälzer Waldes ihren Einfluß geltend machen. Es ist nicht zu verkennen, daß diese Hornblendegesteine verschiedenen Familien angehören, aber ihre gegenseitige Abgrenzung begegnet in der Natur nicht selten großen Schwierigkeiten. „Die Hornblendegesteine, schreibt Gumbel, scheiden sich in massige und geschichtete, oder in Hornblendefels und Hornblendeschiefer. Doch ist diese Scheidung keine durchgreifende, indem häufig beide Modifikationen ineinander überspielen. Sie bilden mit den dioritartigen Gesteinen eine innig verwandte Gruppe, bei welcher es in den meisten Fällen nicht möglich ist, in der Natur zwischen den einzelnen Gliedern eine feste Grenze zu ziehen. Selbst gegen Syenit, Syenitgranit und Syenitgneis sind die Unterscheidungsmerkmale durch Zwischenformen oft so verwischt, daß eine Ausscheidung auf der Karte nicht ausführbar schien.“ Die Untersuchung von Gesteinsproben aus verschiedenen Lokalitäten hat mit unzweifelhafter Sicherheit ergeben, daß eine lückenlose Reihe von Zwischengliedern von dem typischen Diorit zu dem ausgesprochenen Hornblendegneis und Hornblendeschiefer hinüberführt.

Selbst auf dem beschränkten Raum einer Fundstelle zeigen diese hornblendehaltigen Gesteine oft sehr verschiedenen Charakter. Der Kalvarienberg bei Neustadt a/Wn. liefert dafür ein ausgezeichnetes Beispiel. Die geologische Karte bezeichnet das Gestein, welches diesen Berg zusammensetzt, als Diorit. Aber es sind augensichtlich zwei verschiedene Varietäten dieser Familie, welche sich an dem Aufbau dieses Berges beteiligen. Beide Spielarten weichen in Bestand und Struktur so voneinander ab, daß sie in der Beschreibung auseinander gehalten werden müssen. Die eine stellt sich als ein lichtiges Gestein, in welchem der graulich weiße Feldspat vorherrscht,

dar, die andere als ein dunkles, in welchem die Hornblende überwiegt. Das erstere Gestein ist massig, das letztere geschichtet.

Gegen Süden hin durchbricht die Hauptmasse des Berges ein Gangstock von nicht unbedeutender Mächtigkeit. Das ist der richtungslos körnige Diorit. Das Gestein ist eine Kombination von Kalknatronfeldspat mit Hornblende, wozu als Nebengemengteile Eisenerz und Apatit kommen, während Titanit und Granat die Übergemengteile bilden. Unter den Feldspaten erscheint hier zum erstenmal der normale Labrador. Neben ihm finden sich aber auch die saureren Mischungen des Albit-Oligoklas und des Andesin. Die Hornblende bildet den einzigen farbigen Gemengteil. Sie wird im allgemeinen mit grüner Farbe durchsichtig; parallel *a* ist sie lichtgelbgrün, parallel *b* bräunlichgrün und parallel *c* grün mit Stich ins Violette. Quarz ist nur sehr wenig vorhanden; reichlich ist dagegen Apatit in der gewöhnlichen Ausbildung vertreten. Eisenerz durch die braundurchsichtigen Ränder in Verbindung mit geringem Metallglanz als Titaneisen charakterisiert, findet sich oft in großen lappigen Fetzen. Daneben fehlt auch Magnetit nicht. Titanit erscheint in großen Individuen, ermangelt aber des Idiomorphismus, wie er in den granitischen Gesteinen konstatiert werden konnte. Granat ist ein sehr häufiger Übergemengteil, meist stark rissig, nur selten wohl umgrenzt.

Die Häufigkeit des Auftretens von Labrador und Granat in Verbindung mit dem Reichtum an Eisenerzen grenzt dieses Gestein ziemlich scharf von den saureren Typen ab. Charakteristisch ist auch für diese Gesteinsart der reichliche Gehalt an Titansäure, welcher nicht bloß in dem häufigen Titanit, sondern auch in der Hornblende als Beimischung erscheint, wie die violette Farbenabtönung dieses Minerals zu erkennen gibt. Die Struktur ist nicht in dem Grade wie in den bisher beschriebenen Gesteinen, hypidiomorph körnig. Wenn auch die Hornblende dem Feldspat gegenüber vielfach eine freie Formenentwicklung bekundet, so ist doch in vielen anderen Fällen das umgekehrte Verhältnis

zu beobachten. Allgemein verbreitet ist der zonare Aufbau der Feldspate und die poikilitische Durchdringung der Hornblende durch die übrigen Gesteinselemente. Die Verwitterung setzt auch hier im Kern der Feldspate ein und führt zu serizitartigen Aggregaten, während bei der Hornblende sich gerne Eisenoxydhydrat ausscheidet.

Das Hauptgestein des Kalvarienberges aber, dem gegenüber der körnige Diorit nur wie ein malchitischer Gangstock erscheint, ist von dem Hornblendegneis und Hornblendeschiefer, wie sie a. a. O. in Floß und Wildenau auftreten, makroskopisch kaum zu unterscheiden. Auch mikroskopisch sind mancherlei Ähnlichkeiten zwischen den beiden Felsarten zu konstatieren. Die Zonarstruktur der Feldspate, wie sie den massigen Diorit so vorzüglich charakterisiert, und die polysynthetische Zwillingsbildung treten in den beiden Gesteinstypen zurück. Gleichwohl steht das gebänderte Gestein des Kalvarienberges dem Diorit noch näher als den genannten Bildungen von Floß und Wildenau. Abgesehen von dem Charakter der Hornblende und der Vorherrschaft des Oligoklas-Andesin und Andesin vor den basischeren Mischungen sind es besonders zwei Merkmale, welche die Abtrennung jenes Gesteins von diesen Vorkommnissen gebieterisch fordern und es noch als echten Diorit charakterisieren. Einmal der Mangel an einem Pyroxenmineral, und sodann die Anwesenheit von mehr oder weniger Quarz. Pyroxen ist in den Hornblendegesteinen der angeführten Lokalitäten sehr reichlich vorhanden, in dem von mir untersuchten Gestein des Kalvarienberges aber nirgends gefunden worden.¹⁾ Was den Quarz anlangt, so scheint derselbe in einer Gesteinsprobe vom Kalvarienberg allerdings eine nachträgliche Infiltration zu sein. In langen, gewundenen Adern, in denen zuweilen Aggregate von unter sich gleich orientierten Plagioklaspartikeln schwimmen, zieht er sich durch das Gestein. In anderen Schlifften aber schließen Hornblende und Feldspate nicht selten einzelne ge-

¹⁾ v. Luczizky hat inzwischen in anderen Partien des komplizierten Gesteinskomplexes Diallag konstatiert.

rundete Quarzkörner ein, welche offenbar primär sind und in ihrem Auftreten an granulitische Strukturformen erinnern. Rutil findet sich zwar auch in den Hornblendegesteinen von Floß und Wildenau, tritt aber in ihnen hinter Titanit zurück, während sich hier das Widerspiel dieser Erscheinung zeigt. Jene lichtgelben Rutilkörner, welche man in den Amphiboliten und Eklogiten so vielfach wahrnimmt, sind in dem Neustädter Dioritvorkommen sehr häufig anzutreffen. Eigentümlich ist diesem Gestein noch der Reichtum an radial gestellten oder auch rosettenförmig angeordneten Chloritblättchen. Auch Biotit erscheint in einzelnen größeren Blättern. Apatit und Zirkon sind selten. Das Eisenerz ist durch seinen Titanitrand deutlich als Ilmenit gekennzeichnet. Der Kalzit, welcher sich öfters in den Plagioklasen ansiedelt, ist jedenfalls nur Sekundärprodukt. Bei der Verwitterung überzieht sich das Gestein mit einer bräunlichen, mehr oder weniger glatten Kruste. Für die Spaltfähigkeit granitodioritischer Magmen liefert der Kalvarienberg einen trefflichen Beleg. Finden sich doch neben den beiden Dioritvarietäten, welche allein schon auf bedeutende Differenzierung im Magma schließen lassen, in jenem Gesteinskomplex auch noch aplit- und pegmatitartige Bildungen in ansehnlicher Entwicklung. Das von Düll als weißer Granitgneis bezeichnete Gestein ist wohl als Aplit anzusprechen.

Auf eine Erscheinung aber muß zum Schluß noch ganz besonders aufmerksam gemacht werden. Es ist die Bänderung der einen Dioritabart; dieses Gestein ist so hornblendereich, daß man es auf den ersten Blick für Hornblendit halten könnte. Bei genauer Betrachtung aber nimmt man den Feldspat nicht bloß wahr, sondern sieht auch zugleich, daß derselbe dünne lamellenartige Lagen bildet. Diese Bänderung ist lange nicht so deutlich wie in den später zu besprechenden basischeren Gesteinen, aber die Ansätze zu einer schlierigen Sonderung der Gemengteile sind doch zu erkennen. Die Neigung zu Schlierenbildungen beherrscht die eruptiven Gesteine unseres Gebietes in hohem Maße.

Hornblendegneis und Hornblendeschiefer.

Zwischen der Almesbacher Mühle und Theiseil findet sich an den Gehängen der nördlichen Talwand ein Hornblendegestein, welches als vermittelndes Zwischenglied zwischen dem Dioritschiefer von Neustadt a. d. Wn. und dem eigentlichen Hornblendegneis betrachtet werden kann. Ist jener als der basische Pol der dioritischen Gesteine zu bezeichnen, so ist dieses als der saure des Hornblendegneises anzusehen. Aus seinem Mineralbestand, welcher sich im großen und ganzen mit dem des Diorits deckt, sei als charakteristisch der eisenarme, apatitähnliche Orthit mit seinen pleochroitischen Höfen in der Hornblende, der durch seine Parkettierung gekennzeichnete Prehnit und der durch die Größe seines Achsenwinkels gegen eine Verwechslung mit Ziosit β sicher gestellte Klinozoisit hervorgehoben. Was dieses dioritähnliche Gestein aber dem Hornblendegneis näherückt, das ist der Farbenton der Hornblende. Parallel a lichtgelb, parallel b gelblich und parallel c bräunlichgrün markiert diese Hornblende den Übergang von den dioritischen zu den basischeren Gliedern der Hornblendegesteine in deutlicher Weise.

Hornblendegneis und Hornblendeschiefer unterscheiden sich lediglich dadurch voneinander, daß in dem letzteren der Feldspatgehalt erheblich zurückgeht. Zu einer gesonderten Behandlung beider Gesteinsarten besteht daher keinerlei Nötigung. Diese basischen Hornblendegesteine sind in allen Gneisdistrikten unseres Gebietes vertreten. Freilich ist nicht überall da, wo die geologische Karte Hornblendegneis verzeichnet, dieses Gestein auch wirklich vorhanden. An verschiedenen Lokalitäten, wo nach der Karte Hornblendegneis sein sollte, konnte nur gewöhnlicher Glimmergneis ohne jede Spur von Hornblende nachgewiesen werden, wie umgekehrt im Gebiet des Glimmergneises Hornblendegesteine eingeschaltet gefunden wurden. Aber immerhin sind die basischen Hornblendegesteine in dem ganzen Gebiete weit verbreitet. Sie stellen sich als feinkörnige, dunkelfarbige Gesteine mit deutlicher Sonderung der farbigen und farblosen Gemengteile dar, in welchen ein

basischer Kalknatronfeldspat mit einem oder mehreren Gliedern der Pyroxen- und Amphibolfamilie die herrschende Mineralkombination bildet. Als Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon und Ilmenit zu nennen. Außerdem treten Magnetkies, Pyrit, Rutil, Titanit und spärlich Granat auf.

Der Kalknatronfeldspat ist wesentlich basischer als in den Dioriten. Es ist Labrador, Labrador-Bytownit und Bytownit. Er hat weißgraue Farbe und bildet Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz. Im übrigen kann hier auf die Beschreibung der Kalknatronfeldspate in den Dioriten verwiesen werden, wo die unterscheidenden Merkmale bereits namhaft gemacht worden sind. Die Hornblende zeigt allenthalben eine ausgesprochen bräunliche Färbung. Es ist allerdings nicht die eigentliche braune Hornblende, aber der bräunliche Farbenton kommt doch überall recht deutlich zum Vorschein. In dem Gestein von Floß ist die Hornblende parallel **a** lichtgelblichgrün, parallel **b** bräunlichgrün und parallel **c** grün. In dem Gestein von Wildenau ist die braune Färbung noch tiefer. Seine Hornblende ist parallel **a** lichtbraun, parallel **b** gelblichbraun und parallel **c** grünlichbraun. In dem sogen. Hornblendeschiefer ist **b** = **c**; nach beiden Richtungen aber zeigt sich eine tief braungrüne Färbung. Spaltbarkeit, Zwillingbildung, Licht- und Doppelbrechung wie Auslöschungsschiefe sind durchaus normal. Bemerkenswert erscheint nur noch, daß die farbige Hornblende terminal vielfach zerfasert ist und in die farblose ausläuft. Der Pyroxen, welcher neben der Hornblende in wechselnder Menge auftritt, ist ein lichtgefärbter Augit mit sehr schwachem Pleochroismus von lichtgrün nach lichtgelb. Er bildet rundlicheckige Körner, deren Größe zwischen 0,01 und 0,02 mm schwankt. Einigermäßen gut ausgebildete Kristalle sind eine Seltenheit, auch die Spaltbarkeit nach dem Prisma tritt nur hin und wieder deutlich hervor; meist ziehen sich nur ganz unregelmäßige Risse durch das Mineral. Einmal konnte eine Auslöschungsschiefe von 54° konstatiert werden. Im Dünnschliff sieht das Mineral dem Olivin vielfach zum verwechseln ähnlich. Um die Richtigkeit

der Identifizierung aber außer Frage zu stellen, wurde von einem Schliff ein Teil abgetrennt, bloß gelegt und gegläht. Dabei ging die grünbraune Hornblende in die basaltische über, der Pyroxen aber ließ keinerlei Änderung erkennen. Apatit ist im allgemeinen selten; doch finden sich zuweilen Individuen von ansehnlicher Größe. Noch seltener ist Zirkon; dagegen erscheint Titaneisen mit Titanitumsäumung ziemlich häufig, ebenso Pyrit. Der Titanit hat in den Gesteinen von Floß spindelförmige Gestalt; in denen von Wildenau finden sich meist Agglomerationen von kleinen, gerundeten Körnern. Neben Pyrit erscheint zuweilen auch Magnetkies. Granat konnte nur in einem Probestück nachgewiesen werden. Die Gesteine zeigen an den verschiedenen Fundstellen sehr verschiedenen Charakter. In den Wildenauer Vorkommnissen tritt der Pyroxen sehr zurück, während er in denen von Floß reichlicher ist. In dem sogen. Hornblendeschiefer nimmt der Feldspat bis fast zum Verschwinden ab, scheint aber saurer zu sein.

Daß der stufenweise abwärtssteigende Grad des Idiomorphismus der einzelnen Gemengteile in den basischen Gesteinen minder deutlich ist, als in den saureren, dafür liefert dieses Hornblendegestein gute Beispiele. Wie lange die Bildung der Hornblende neben der der Plagioklase noch herging, ersieht man aus dem Umstande, daß erstere öfters Kalknatronfeldspate umschließt. Die auffallendste strukturelle Eigentümlichkeit dieser Hornblendegesteine ist indes ihre Bänderung. Während man bei dem Dioritschiefer nur mehr oder weniger deutliche Ansätze in dieser Richtung wahrnimmt, gewahrt man hier eine ausgesprochene Parallelordnung in Verbindung mit einer weitgehenden Sonderung der Gemengteile. Zeilenförmig ziehen sich die Hornblendeaggregate durch die Schriffe und es wechsellagern kontinuierlich hornblendereiche mit hornblendearmen, ja hornblendefreien Schichten. Die lichtgefärbten Lagen bestehen im wesentlichen nur aus Feldspat und Pyroxen; die dunkelfarbigen aus Hornblende mit ganz sporadischem Feldspat und Augit. Letztere könnte man für sich allein als

Hornblendit bezeichnen, erstere als Forellenstein. Diese Struktureigenart war es ohne Zweifel, welche zu der irreführenden Bezeichnung dieses Gesteinstypus als Hornblendegneis, bzw. Hornblendeschiefer Anlaß gegeben.

Es muß im Interesse des weiteren Verlaufes dieser Abhandlung schon hier nachdrücklichst betont werden, daß dieser sogen. Hornblendegneis samt dem mit ihm innig vergesellschafteten Hornblendeschiefer nicht in die Kategorie der „kristallinen Schiefer“ gehört. Diese Hornblendegesteine sind keine metamorphen Bildungen irgendwelcher Art. Es sind primäre Gabbrogesteine vom Typus der Bojite. Zwar zeigen sich in einzelnen Schliffen teils dynamische Einwirkungen teils Kontakterscheinungen. Aber Bestand und Gefüge jener Gesteine sind an sich weder das Werk der Dynamo- noch das der Kontaktmetamorphose. In vielen Fällen beobachtet man auch bei der vollkommensten Parallelstruktur keine Spur einer mechanischen Deformation und wo eine solche sich zeigt, ist sie gewöhnlich nur wenig intensiv. Kontaktwirkungen sind vielfach überhaupt nicht wahrzunehmen. Wo sie aber auftreten, zeigen sich ganz die Erscheinungen, wie sie basische Tiefengesteine am Kontakt mit Granit an sich tragen. Der Feldspat ist saussuritisiert, der Pyroxen uralitisiert. Wie vielfach durchbrochene Gürtel ziehen sich Klinozoisitaggregate durch die Schriffe. Von den ursprünglichen Pyroxenen sind oft nur noch kleine von Amphibolmänteln umhüllte Kerne vorhanden. Die primäre Hornblende zeigt noch deutlich die bräunliche Farbe, die sekundäre aber den charakteristischen blaugrünen Farbenton. In einer stark umgewandelten Gesteinsprobe aus der Umgebung von Floß finden sich Granatkörner bis zu 3,33 mm im Durchmesser. Auf den zahlreichen Rissen dieses Minerals haben sich dieselben blaugrünen Amphibole gebildet, wie sie die Pyroxene mantelartig umsäumen. Selbst in Granat eingeschlossene Pyroxene sind von uralitischen Bildungen umstellt. Der Umwandlungsprozeß ist also bis zur gegenseitigen Reaktion der einzelnen Gemengteile untereinander fortgeschritten, ganz wie es bei der Berührung von gabbroiden

Gesteinen mit einem granitischen Magma geschieht. Kurz die Hornblendegesteine mit basischem Charakter sind nicht Derivate, sondern Primitivbildungen. Die meist geringfügigen mechanischen und die manchmal weitgehenden kontaktmetamorphischen Beeinflussungen sind sekundärer Natur. Was in dieser Anschauung bestärken muß, ist der vielfach zu beobachtende violette Farbenton der Hornblende. Becke¹⁾ schreibt in dieser Hinsicht: „Nie noch hat man, soviel mir bekannt ist, in kristallinen Schiefen jene violettbraunen Augite oder jene dunkelbraunen Hornblenden angetroffen, welche in Erstarrungsgesteinen so häufig auftreten und deren eigentümliche Farbennuancen man dem Titangehalt wohl mit Recht zuschreibt.“ Wären jene Gesteine das Produkt einer Metamorphose, so hätten sie bei der erlittenen Umbildung jene Farbenerscheinung verloren.

An jener Auffassung kann auch weder die Tatsache hindern, daß diese Gesteine vielfach lagerartig auftreten, noch der Umstand, daß von ihnen ausgegangene Kontaktwirkungen nicht nachgewiesen werden konnten. Auch die Diabaslager treten ja oft schwarmartig auf und abgesehen davon, daß wenig gute Aufschlüsse vorhanden sind, senden die weniger mit Mineralbildern beladenen basischen Tiefengesteine keine weit fortsetzenden Ausläufer aus. Die basischen Hornblendegesteine unseres Gebietes sind also Eruptivbildungen. Bestand und Struktur nötigen zu ihrer Eingliederung in die gabbroiden Gesteine. Der Reichtum an Hornblende berechtigt zu der Bezeichnung als Hornblendegabbro. Ihre Bänderung ist jedenfalls nur das Produkt einer Art Seigerung im schmelzflüssigen Magma.²⁾

1) Becke, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer 1904.

2) Laut Sitzungsbericht der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften vom 6. April 1905 bezeichnete Professor Dr. Bergt die sogen. Dioritschiefer und Amphibolite vom Hohen Bogen als flasrig bis schiefrig ausgebildete Gabbros und Hornblendegabbros. Seine Ausführungen können wohl als eine Stütze für die obige, schon vor geraumer Zeit abgeschlossene Darlegung gelten.

Serpentin.

Serpentin bricht in unserem Gebiet überall in Verbindung mit den Hornblendegesteinen zutage. Außer anderen Orten erscheint er auch bei Wildenau und Floß in ziemlich starker Entwicklung. Es ist ein dunkelfarbiges, grünliches, auch bisweilen bräunlich geflecktes, manchmal fettig anzuführendes, splittrig brechendes, mildes, aber sehr zähes Gestein. Bald ist es ausgezeichnet schieferig, bald zeigt es keine Spur einer Schieferung oder Schichtung, hat massiges Aussehen und setzt der Zerkleinerung den größten Widerstand entgegen. An seiner Zusammensetzung beteiligen sich vorzugsweise Olivin und Chrysotil in äußerst wechselndem Mengenverhältnis von reinem Olivinfels zu reinem Serpentin. Daneben stets Aktinolith und Chlorit. Ferner sind Magnetit, Eisenglanz und Chromit, Pyrit und Magnetkies vertreten. Biotit, Brucit, Talk, Pleonast spielen meist nur eine untergeordnete Rolle. Magnesit in Adern als spätere Infiltration findet sich reichlich in dem Vorkommen von Wildenau. Sehr häufig endlich tritt ein Gesteinsbestandteil in ansehnlichen Dimensionen auf, welcher wahrscheinlich mit dem von Weinschenk als Batavit bezeichneten Mineral zu identifizieren ist.

Der Olivin bildet meist ganz unregelmäßige, rissige Körner, die manchmal eine Größe von 4—5 mm erreichen. In der Regel erscheint er in einfachen Individuen, doch ist Zwillingsbildung nicht ausgeschlossen. Außer Pikotit enthält er auch öfters Flüssigkeitseinschlüsse mit deutlichen Libellen. Der Strahlstein, ein überaus häufiger Gemengteil, stellt sich nicht bloß als Nebenprodukt bei der Serpentinbildung dar. Ist er doch gerade in solchen Gesteinen, in denen der Serpentinisierungsprozeß noch verhältnismäßig wenig weit vorgeschritten ist, in radialstrahligen Aggregaten oder rosettenförmiger Gruppierung weit verbreitet. Die durch die Zerdrückung der langen, dünnen Nadeln bewirkte Parkettierung verleihen ihm nicht selten große Ähnlichkeit mit Prehnit. Was das als Batavit eingeführte Mineral betrifft, so bildet dasselbe 5—10 mm große Individuen, welche sich makroskopisch

durch ihren weichen Seidenglanz scharf von dem dunkeln Gesteinsgrund abheben. Das Mineral ist durch höchst vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis aus gezeichnet. Seine Lichtbrechung ist sehr schwach, seine Doppelbrechung aber sehr bedeutend. Während die Lichtbrechung mit der des Nephelins etwa auf gleicher Stufe steht, ist die Doppelbrechung so stark, daß in den normalen Schliften gar nicht selten das Grün der zweiten Ordnung erscheint. Die Spaltblättchen liefern ein vollkommenes Achsenbild. Der optische Charakter ist negativ. Die im Vergleich zu den Dimensionen der übrigen Gesteinsbestandteile beträchtliche Größe des letztgenannten Minerals verleiht dem Serpentin ein porphyrartiges Aussehen. Die vorzüglich entwickelte Maschenstruktur und die sonstigen Strukturformen bedürfen keiner weiteren Erläuterung.

Die Abstammung des Serpentin von Peridotit schließlich muß trotz der Einwendungen Gumbels gegen Sandberger als gesichert gelten. Ist doch nicht bloß eine reiche Fülle von Olivinindividuen noch vorhanden, sondern auch klar ersichtlich wie der Chrysotil Schritt für Schritt den Olivin ersetzt. Deutlich beobachtet man, wie die auf den Klüften des Olivins sich bildenden Chrysotiladern sich immer weiter ausbreiten und schließlich das ganze Gefüge desselben zersprengen. Immer kleiner sieht man das Muttermineral werden, bis endlich der letzte Rest verschwunden ist.

Gneis.

Das Granitmassiv zwischen Weiden und Tirschenreuth wird fast vollständig von Gneisschichten umrahmt. Der „Gneis“ geht nicht überall zutage. So schließen sich im Norden unmittelbar an den Granitstock quartäre Ablagerungen. Aber es kann kaum einem Zweifel unterliegen, daß diese jüngeren Sedimente mehr oder weniger ausgedehnte Gneispartien überdecken. Bei Tirschenreuth steht der „Gneis“ in einem mächtigen Schichtenkomplex an und überlagert den schief einfallenden Granit. Von Tirschenreuth aber zieht sich ein ununterbrochener

Gneisgürtel am Ostrand des Eruptivkörpers hin. Ebenso besteht der ganze Westrand des Gebirges aus Gneisgesteinen. Schließlich sind auch die Innenseiten jener beiden Granitzüge, welche von dem Massiv aus weit nach Süden vorspringen, vielfach von Gneisgebilden umsäumt. Bei Schlatten, Plößberg und Wildenau tritt der gewöhnliche „Gneis“ auf; ebenso in der Gegend von Waldthurn und Vohenstrauß. Dazwischen breitet sich Hornblendegneis und Hornblende-schiefer aus. Wir haben erkannt, daß diese dunkelfarbigem, parallel struieren Gesteine nichts anderes als gebänderter Hornblendegabbro sind. Es muß aber als sicher festgestellt gelten, daß dieser Hornblendegabbro keineswegs das ganze Gebiet einnimmt, das ihm auf der geologischen Karte zugewiesen ist. Das ausgezeichnete Material, welches beim Bau des Berglerschen Eiskellers in Floß zutage gefördert und das, welches auf der rechten Bachseite durch Schürfung gewonnen wurde, schließt darüber jeden Zweifel aus. Auch in der nächsten Umgebung von Bergnersreuth und Versdorf findet man echten Zweiglimmergneis. Nur gegen Nord-West verbindet eine schmale Granitbrücke das Massiv des Tirschenreuther Waldes mit dem Granitstock des Steinwaldes. So legt sich also um die ganze Granitmasse eine fast lückenlose, breitere oder schmälere Gneiszone mantelartig herum. Und über dies alles muß hier schon der doppelten Tatsache Erwähnung getan werden, daß es einerseits oft nur ganz schmale Granitstreifen sind, welche die einzelnen Gneisdistrikte voneinander trennen, und daß andererseits größere Gneisschollen inselartig im Granit gleichsam schwimmen.

Der Gesteinscharakter läßt bei aller Übereinstimmung im großen doch sehr merkbare Unterschiede an den verschiedenen Lokalitäten erkennen. Der Mineralbestand der Gneisgesteine, um von diesem zunächst zu reden, ist ein überaus reichhaltiger und mannigfaltiger. Außer den in den Gneisen allverbreiteten Gemengteilen gehören zur Mineralparagenese dieser Gesteine: Apatit, Zirkon, Pyrit, Magnetkies, Magnet Eisen, Eisenglanz, Titaneisen, Turmalin, Anatas, Rutil, Titanit,

Leukoxen, Granat, Sillimanit, Cordierit, Andalusit, Monazit, Hussakit, Prehnit, Epidot, Spinell, Chlorit und Orthit.

Von den Feldspaten sind Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit, Albit, Albit-Oligoklas, Oligoklas und Oligoklas-Andesin vertreten. Sie haben niemals rote, sondern immer weißlichgraue bis gelbliche Färbung. Ihre sonstigen Eigenschaften zeigen keinerlei Abweichung von denen der granatischen Gesteine. Das Mengenverhältnis zwischen Alkali- und Kalknatronfeldspaten ist hier noch einem größeren Wechsel unterworfen als im Granit. Allenthalben sind die Feldspate reich an Einschlüssen. Bald sind es nadel- und stabförmige Mikrolithe, bald mehr oder weniger gerundete Körner. Zeigen jene vielfach die Charaktere des Sillimanits, so gehören diese nicht selten dem Quarz an. Wirr durcheinanderliegend bringen sie zuweilen eine starke Trübung der Feldspate hervor. Bei der Verwitterung, welche überall die normalsten Erscheinungen veranlaßt, bekundet der im ganzen seltene Mikroklin auch hier seine große Widerstandsfähigkeit den umbildenden Agenzien gegenüber.

Von den Glimmermineralien sind Magnesia- und Kaliglimmer zu nennen. Der Biotit bildet im allgemeinen unregelmäßige Blätter und Blätteraggregate, die sich nicht selten zu kontinuierlichen Häuten über und aneinander reihen. In dem Gneis von Neustadt a. d. Wn. beobachtet man oftmals scharf umgrenzte sechsseitige Täfelchen. In anderen Fällen sind die Blättchen mehr gerundet oder eiförmig gestaltet. So treten in dem „Gneis“ von Floß öfters kreisförmige Scheibchen auf. Das Vorkommnis von Ellenfeld dagegen zeigt vielfach ruinenhafte Endausbildung. Der Achsenwinkel ist stets sehr klein. Die Farbe wechselt an den verschiedenen Fundstätten. Im allgemeinen braun im auffallenden und durchfallenden Licht, ist sie an manchen Orten, wie z. B. in der Nähe von Schlatten, schwarzbraun im reflektierten, tiefrotbraun im transmittierten Licht. In dem Gneis von Naab nimmt der Biotit sogar zitronengelben Farbenton an. Bei der

Zersetzung geht die braune Farbe in die grüne über. Pleochroismus und Auslöschung sind normal. Der reichliche Eisengehalt gibt sich bei der Zersetzung durch die Ausscheidung von Eisenerzen zu erkennen, während der Reichtum an Titansäure durch die Bildung von Rutilnadeln und Leukoxen zum Vorschein kommt. Nicht selten erscheint der Biotit stark gebleicht, noch öfter chloritisiert. Besonders ward der Gneis von Tirschenreuth einer weitgehenden Chloritisierung unterworfen. Die in Quarz eingeschlossenen Blättchen und Täfelchen sind allerdings durch einen vorzüglichen Erhaltungszustand ausgezeichnet; die übrigen aber meist hochgradig umgebildet. Der mit Biotit vielfach vergesellschaftete, manchmal mit ihm auch parallel verwachsene Muskovit legt große Neigung zu radialstrahliger Gruppierung an den Tag, hat vielmals löcherige Beschaffenheit und ist nicht selten verzwilligt. Das Mengenverhältnis zwischen Kali- und Magnesiaglimmer ist großen Schwankungen ausgesetzt. In dem Gneis von Floß tritt der Muskovit sehr hinter Biotit zurück; in dem Steinbruch Bergler fehlt er sogar ganz. Dagegen führt er die unbestrittene Vorherrschaft in dem Gneis von Bärnau. Als Einschlüsse führen die Glimmer neben Apatit und Zirkon gar nicht selten mehr oder weniger gerundete Quarzkörner, eine Erscheinung welche für die verschiedenen Gneistypen dieses Gebietes als besonders bezeichnend hervorgehoben werden muß. In der Regel liegen die Glimmerblättchen in der Strukturebene, nicht selten jedoch schneiden sie dieselbe auch unter wechselndem Winkel.

Der Quarz bildet mit Feldspat zumeist allotriomorph körnige Aggregate, doch ist vielfach das Streben nach kristallographischer Formenentwicklung nicht zu verkennen. Der muschlige Bruch und der fettige Glanz sind überall da deutlich zu erkennen, wo die Körner etwas größere Dimensionen aufweisen. Häufig schließen sich die einzelnen Körner zu linsenförmigen Aggregaten zusammen. An Einschlüssen ist der Quarz meist sehr reich. In dem Gneis von Naab finden sich Gaseinschlüsse, sonst begegnet man nicht selten Flüssigkeitseinschlüssen, welche förmliche Bänder bilden und ohne Richtungs-

änderung von einem Korn in das andere übersetzen. Von den innerhalb der Quarzkörner auftretenden mikrolithischen Bildungen sind neben Sillimanit und Biotit besonders Rutilstäbchen zu nennen. An myrmekitischen Verwachsungen mit Feldspat ist besonders der Quarz in dem Gneis zwischen Iglersreuth und Bärnau reich, während das Vorkommen von Floß das sonst seltene Phänomen der Kataklyse mit großer Deutlichkeit zeigt.

Der Apatit ist, wie es scheint, nur in den die Gneisschichten häufig durchsetzenden Aplitgängen in langen, nadelförmigen Kristallen ausgebildet; meist erscheint er in runden oder ovalen Körnern; manchmal auch in Täfelchen, die leicht zu Täuschungen hinsichtlich seines optischen Charakters Anlaß geben. Seine Verteilung in den Gesteinen ist äußerst wenig konstant. Ist der „Gneis“ von Plößberg ganz vollgepfropft von Apatit, so ist in manchen Schliffen des „Gneises“ von Tirschenreuth kein einziges Individuum zu finden. Auch der „Gneis“ von Wondreb zeigt nur ganz lokal eine erhebliche Anreicherung dieses Minerals. Nur selten erreichen die Körner eine ansehnliche Größe. Durchmesser von 0,522 mm sind schon eine Ausnahme. Der Zirkon ist, wenn auch oft in geringer Menge, überall vorhanden. In dem „Gneis“ von Plößberg ziehen sich ganze Streifen dieses Minerals durch den Schliff. Die Dimensionen sind meist sehr gering. Eine Größe von 0,219 mm ist schon verhältnismäßig beträchtlich. Gerade die kleinsten Individuen aber sind meist durch hochgradigen Idiomorphismus ausgezeichnet. Pleochroitische Höfe bildet der Zirkon nicht bloß in Biotit und Chlorit, sondern auch manchmal im Muskovit. Besonders bezeichnend aber ist diese Erscheinung im Cordierit. Der Pyrit ist gar nicht selten. Besonders reichlich führen ihn die Gesteine aus dem Bahneinschnitt zwischen Iglersreuth und Bärnau, und diejenigen von Floß. Oft ist er in Eisenoxydhydrat umgewandelt; aber auch in dieser Umbildung ist er durch seine Krystallform noch leicht zu erkennen. Der „Gneis“ von Tirschenreuth enthält besonders schöne Pseudomorphosen nach Pyrit.

Der Magnetkies ist vor allem in dem Gneis von Bergnersreuth reich entwickelt. Das Magneteisen, so ziemlich allgegenwärtig, trifft man selten in guter Kristallform. Dagegen bildet der Eisenglanz, in seinem Auftreten etwas seltener, gern sechsseitige Täfelchen; das Titaneisen ist durch seine skelettartige Ausbildung und durch seinen Leukoxenrand meist deutlich charakterisiert, oft bildet es auch lange schmale Leisten mit Titanitsaum im Biotit. In dem „Gneis“ von Holzmühle und Naab findet sich auch die glimmerartige Varietät. Der Turmalin ist, wenn auch nicht gerade überall anzutreffen, doch ein außerordentlich häufiger Gemengteil dieses „Gneises“. So sind in dem Vorkommnis von Tirschenreuth oft zahlreiche Individuen auf engem Raum vereinigt. Meist gedrungen prismatisch zeigt er in der Prismenzone oft schöne trigonale Durchschnitte und an den Enden hemimorphe Ausbildung. Die Farbe, in der Regel braun und blau, manchmal auch grünlich und bläulichgrün, wechselt öfters in einem Kristall. Größere Individuen sind wohl auch zonar gebaut. Der Anatas ist allgemein verbreitet. Zuweilen beobachtet man, wie sich Anatas aus Leukoxen entwickelt, während umgekehrt aus Anatas öfters Rutil herauswächst. Der Rutil, manchmal in nadelförmigen Kristallen, meist in kurzen Prismen, gar nicht selten in mehr oder weniger gerundeten Körnern ausgebildet, erscheint gewöhnlich nur in einfachen Kristallindividuen, doch sind auch knie- und herzförmige Zwillinge verbreitet. Die Farbe ist oft lichtgelb, zuweilen auch braun mit unverkennbarem Pleochroismus. Längs der Hauptachse findet meist eine starke Absorption statt. Ganze Aggregate von pleochroitischen Höfen nimmt man im Chlorit des „Gneises“ von Tirschenreuth wahr, während die Sagenitbildung in den Gesteinen von Naab vorzüglich zu sehen ist. Der Titanit ist im ganzen selten. Wo er erscheint, tritt er gewöhnlich in Form der Insekten-eier auf. Leukoxen umsäumt oft Glimmerminerale und Titaneisen. Der fast allgemein verbreitete Granat beherbergt häufig Feldspat, Quarz und Biotit als Einschlüsse. Auf den Spaltrissen siedeln sich vielfach Chloritblättchen an. Peri-

morphosen sind keine seltene Erscheinung. Sehr oft begegnet man in den Gneisgesteinen dieses Gebietes dem Sillimanit und Cordierit. Der Sillimanit stellt sich nicht selten in stabförmigen Einzelkristallen dar; meistens aber erscheint er in büschelförmigen Aggregaten. Außer in Quarz und Feldspat tritt er besonders häufig im Cordierit als Einschluß auf. Hier sind die einzelnen Fasern zu vielfach gewundenen und gebogenen Garben vereinigt, während der Wirt als einheitlicher Kristall keinerlei dynamische Beeinflussung erkennen läßt. Besonders reich an Sillimanit ist der „Gneis“ zwischen Iglersreuth und Bärnau, aber es gibt in der ganzen Gegend kaum einen „Gneis“, der nicht dieses Mineral führte. Der Cordierit, welcher den Sillimanit so oft umschließt, bildet hin und wieder unregelmäßige, wasserhelle, quarzähnliche Körner, in den meisten Fällen aber ist er in Pinit umgewandelt. Wo die auf den Spaltrissen und an den Rändern einsetzende Umbildung große Fortschritte gemacht, bewirkt sie eine starke Trübung des Minerals. Wie verschieden der Achsenwinkel sein kann, geht aus einem Vergleich zwischen den Cordieriten von Neustadt a. d. Wn. und Iglersreuth hervor. Sehr schön sieht man auch oft die Tatsache bestätigt, daß in den vom Zirkon verursachten pleochroitischen Höfen der nach a schwingende Strahl lebhaft gelb erscheint, die Lichtbrechung erhöht und die Doppelbrechung vermindert wird. Eine ganz vereinzelt Erscheinung ist der Monazit. Nachgewiesen konnte er nur in dem Gneisvorkommen von Naab werden. Die hier im Gesteinsgewebe zerstreuten kreisförmigen Körner sind durch den gelblichen Farbenton sowie durch den kleinen Achsenwinkel vor Verwechslung mit anderen Mineralien sichergestellt. Dasselbe Gestein enthält auch den durch die Höhe seiner Doppelbrechung und durch seinen Pleochroismus genügend gekennzeichneten Hussakit. Ein sehr charakteristischer Übergemengteil ist in dem „Gneis“ von Floß der Prehnit. Fast in jedem Schliff trifft man ihn hier an. Die ihm eignende Parkettierung macht ihn sehr leicht kenntlich. Mit ihm ist häufig der Epidot verbunden, welcher sich zu

Haufwerken von kleinen gelblichen Körnern zu gruppieren pflegt. In dem „Gneis“ von Tirschenreuth und Bergnersreuth stellt sich öfters Andalusit mit seinen bekannten Kennzeichen ein. An der letztgenannten Lokalität ist auch ein grüner Spinell reichlich vertreten. Chlorit findet man überall. In einem Vorkommen bei Neustadt a. d. Wn. bewirkt der Reichtum an diesem Mineral eine grünliche Färbung des Gesteins. Orthit endlich ist an verschiedenen Orten in einzelnen Körnern und Zwillingskristallen vorhanden. Es sind also nicht weniger als 33 Mineralien, die in diesem Gneis nachgewiesen werden konnten.

Auch an begleitenden Bestandmassen ist dieser Gesteinstypus überaus reich. Die erwähnten Quarzlinzen allerdings können kaum als solche bezeichnet werden. Sie finden sich so oft und in so verschiedenen Dimensionen, daß sie als dem „Gneis“ wesentliche Bildungen gelten müssen. Dies um so mehr als sie in geringen Mengen wenigstens immer noch Feldspat und Muskovit enthalten. Dagegen finden sich oftmals pegmatitische Nester und granitische wie aplitische Gänge. Bei der Herstellung des mehrerwähnten Eisenbahneinschnitts bei Iglersreuth aber wurde eine Menge von mehr oder weniger linsenförmigen, sich fettig anfühlenden, glimmerartigen Massen zutage gebracht. Es sind serizitische Aggregate und wohl als Reibungsprodukte, welche bei der Verschiebung fester Bestandteile der Erdkrinde gegeneinander entstanden sind, zu betrachten.

Was den chemischen Typus anlangt, so ist vor allem zu erwähnen, daß jene Unbeständigkeit in der Zusammensetzung, welche Gesteine, bei deren Bildung nicht sowohl die Gesetze der chemischen Affinität als rein mechanische Kräfte sich auswirkten, naturgemäß charakterisiert, in dem großen Gneiskomplex fortgesetzt zu beobachten ist. Es ist augensichtlich, wie in den verschiedenen Gesteinsproben bald der Quarz bald der Feldspat die unbestrittene Vorherrschaft gewinnt. Und die chemische Analyse besiegelt die Richtigkeit der mikroskopischen Untersuchung. Nach Gumbel wechselt bei vier Probestücken aus diesem Gneisterritorium der Kiesel-

säuregehalt zwischen 66,030 % und 80,225 %. Sodann läßt der Reichtum an Tonerdesilikaten, wie Sillimanit, Granat, Andalusit, Glimmer und so fort sowie das Auftreten von Spinelliden auf einen hohen Tonerdegehalt bei der Mehrzahl der Gneisvorkommnisse schließen und endlich deutet das sehr beachtenswerte Auftreten von reichlichem Prehnit und Epidot auf größere Quantitäten Kalks in den Schiefen.

Von größter Wichtigkeit sind aber nun die verschiedenen Strukturordnungen, welche bei dieser Gesteinsklasse auftreten und ihr ein eigenartiges Gepräge aufdrücken. Was in dieser Richtung vor allem in das Auge fällt, das ist die weitgehende Parallelordnung der Gemengteile. Dieselbe ist ja wohl zuweilen etwas verschleiert. Da, wo die Schiefer dem eruptiven Herd nahe liegen, entwickelt sich manchmal eine typische Hornfelsstruktur. Aber im allgemeinen ist jene Parallelordnung evident. Mit ihr verbindet sich fast allenthalben eine mehr oder weniger deutliche Sonderung der Gesteinselemente. So zeigt der „Gneis“ von Oedwaldhausen eine ausgesprochene Lagenstruktur. Ein schönes Beispiel für die zentrische Strukturform liefert der „Gneis“ von Versdorf, in dem um größere Granatkristalle als Strukturkerne sich Glimmerminerale wie ein Kranz herumlegen. Den Vergleich der kristallinen Schiefer in ihren strukturellen Beziehungen mit einem Palimpsest rechtfertigt so recht augensichtlich der transversale Gneis von Wondreb, in welchem Schicht- und Schieferstruktur nebeneinander auftreten. Die ursprüngliche Schichtung ist hier durch ein zu ihr senkrecht stehendes Kluftsystem durchschnitten, welches als Schieferung zu bezeichnen ist. Wichtiger als die Lagen- und Ocellarstruktur und die transversale Schieferung ist die echte Schieferung, welche gern in die flasrige Strukturform übergeht. Gümbel bezeichnet den Gneis unseres ganzen Distriktes als „Schuppengneis.“ „Das Eigentümliche dieser Gneisvarietät, schreibt er, besteht in dem schuppigen, dichten glimmerartigen Gemengteil, welcher meist das Aussehen besitzt, als sei er nur eine dichtverfilzte, schalige, graue Glimmer-

substanz, die in Glimmerschuppen gleichsam übergeht, oft auch die Beschaffenheit eines seidenglänzenden, weißen Minerals annimmt und sich dem Buchholzit anzunähern scheint. Zuweilen tritt diese Substanz zurück und dafür nimmt eine schalig-schuppige Anhäufung von braunem und weißem Glimmer in innigster Zusammenmischung ihre Stelle ein.“ Was den Gneis unseres Gebietes fast allerwärts vorzugsweise charakterisiert, das sind eben die schieferigen und faserigen Strukturtypen, bei denen Biotit, Muskovit und Chlorit vielfach verbunden mit einem größeren oder geringeren Reichtum an Sillimanit und anderen der aufgeführten Mineralien sich zu kontinuierlichen Häuten zusammenschließen, um die einzelnen Quarz-Feldspatlagen mehr oder wenig ebenflächig voneinander abzugrenzen oder faserig zu umhüllen. Am bedeutsamsten aber unter all den verschiedenen Strukturarten, wie sie unser Gneisgebiet zeigt, ist die *structure granulitique*. Sie ist es, welche auf die genetischen Beziehungen und Verhältnisse ein helles Licht wirft. Auf sie wird im weiteren Verlauf dieser Abhandlung noch zurückzukommen sein. Nach dieser Darstellung des Mineralbestandes und der Struktur sind die nötigen Voraussetzungen für eine Systematik der einzelnen Gneisvorkommnisse unseres Gebietes gegeben. Man kann eine solche auf Grund der mineralischen Konstitution, der Strukturformen und der genetischen Verhältnisse versuchen und durchführen. Macht man das Auftreten oder Fehlen einzelner charakteristischer Mineralien zum Einteilungsprinzip, so kann man Chlorit-, Andalusit-, Prehnit- und Epidotgneise unterscheiden. Eine Gliederung in Sillimanit-, Cordierit- und Granatgneise, wie sie sonst wohl vorgenommen wird, scheint untunlich zu sein. Zwar konnte nicht jedes dieser Mineralien in jedem Schlift nachgewiesen werden. Aber im allgemeinen müssen diese Bestandteile, von einer einzigen Lokalität abgesehen, doch als allverbreitet gelten und der Eintritt beziehungsweise Mangel des einen oder des andern dieser Mineralien als eine zufällige Erscheinung betrachtet werden. Dagegen scheint die Ausscheidung der oben genannten Varietäten wohl berechtigt und

durchführbar. Gümbel unterscheidet neben dem typischen lediglich einen grünen Schuppengneis. „In manchen Varietäten schreibt er, nimmt der dichte schuppige Bestandteil mehr die Beschaffenheit eines grünen Glimmers oder einer chloritischen Substanz an. Aus dieser Abänderung bildet sich allmählich eine Modifikation des Gneises heraus, bei welcher der intensiv braune Glimmer fehlt oder selten wird, dafür aber ein mattgrüner eintritt.“ Die Untersuchung des „Gneises“ von Neustadt a. d. Wn. bestätigt dies im allgemeinen. In zwei Gesteinsproben bildet der optisch negative Chlorit mit kleinem Achsenwinkel den hauptsächlichsten farbigen Gemengteil. Man kann jene Gneisspielart Chloritgneis nennen. Sehr charakteristisch aber ist für den „Gneis“ in der Umgebung von Floß das sonst nur ausnahmsweise beobachtete Auftreten von Prehnit und Epidot. Ebenso wurde Andalusit nur in dem Gneis von Tirschenreuth und Bergnersreuth nachgewiesen. So dürfte neben der Aufstellung von Chloritgneis auch die Abtrennung von Prehnit-Epidot- und Andalusitgneis gerechtfertigt sein. Etwas Fließendes hat diese Klassifikation ohne Zweifel. Zu dem grünen Schuppengneis rechnet Gümbel jenen Gesteinskomplex, der von Erbdorf in südlicher Richtung gegen Leuchtenberg hinstreicht, immer an den Rand des Granitmassivs sich haltend. Aber einerseits findet man in diesem Gneisgebiet Vorkommnisse, in denen neben Chlorit der braune Biotit nicht bloß auftritt sondern prädominiert, andererseits ist auch an anderen Orten, wie z. B. Tirschenreuth, außer Biotit auch Chlorit in reicher Entwicklung zu konstatieren. Und so mag auch Andalusit außer den angeführten Lokalitäten sich noch an manchen anderen einstellen. Aber Übergänge und Zwischenglieder sind auch sonst in der petrographischen Systematik keine seltene Erscheinung.

Strukturelle Eigentümlichkeiten berechtigen den Schuppengneis unseres Gebietes von dem „Dichroitgneis“ Gümbels, wie er im Bayerischen Wald vielfach verbreitet ist, abzutrennen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß bezüglich des Mineralbestandes zwischen diesen beiden Gneisarten kein nennens-

werter Unterschied besteht. Zwar waren in dem ersteren verschiedene Mineralien nicht zu finden, welche in dem letzteren vorhanden sind. So konnten Aluminat, Winnebergit, Pissophan, Hisingerit, Thraulit, Jollyt u. a. mehr oder weniger seltene Bildungen nicht entdeckt werden. Es mag dies aber weniger in dem Mangel an diesen Mineralien als in dem Fehlen so guter Aufschlüsse, wie sie sich bei Bodenmais finden, gelegen und begründet sein. Sonst zeigt sich eine große Übereinstimmung in der mineralischen Zusammensetzung der beiden Gneisvarietäten. Cordierit mit typischer Umwandlung in Pinit, Sillimanit, Andalusit, Granat und Spinell sind die charakteristischen Gemengteile, welche beide Gneisarten miteinander gemein haben. Auch die eigenartigen Einlagerungen von Magnet- und Schwefelkies finden sich bei beiden Gneisarten. Was man den eisernen Hut nennt, ist hier und dort vertreten. „Durch die Zersetzung des Schwefelkieses, schreibt Gümberl, sind die an vielen Orten bekannt gewordenen, meist nur oberflächlichen Brauneisenerzputzenwerke entstanden.“ Daß unserem Gneisgebiet überhaupt der Erzadel nicht fehlt, beweisen schon Ortsbezeichnungen wie Pleistein, Silberhütte, Goldbrunnen. Selbst in nebensächlichen Kleinigkeiten ist eine gewisse Ähnlichkeit zwischen den beiden Gneisspielarten nicht zu verkennen. „Sehr bemerkenswert, schreibt Gümberl mit Beziehung auf den Dichroitgneis, sind die wasserhellen Knollen von Quarz, welche mit völlig abgerundeter, glatter Oberfläche in Form von kartoffelähnlichen Knöllchen in Kies eingesprengt vorkommen.“ Bei Plößberg wurde im Schuppengneisgebiet eine Quarzbildung gefunden, welche in der äußeren Gestalt genau der Form jener Erdfrucht gleicht. Es sind im letzten Grund nur strukturelle Eigenarten, welche den Unterschied von „Schuppen- und Dichroitgneis“ begründen. Will man den Schuppengneis unseres Gebietes nach Merkmalen der Struktur gliedern, so kann man ihn teilen in Hornfels, Lagengneis und Flasergneis. Die Vorkommnisse von Tirschenreuth, Ödwalddenhausen und Schlatten liefern dafür typische Beispiele.

Wichtiger und gerade für die vorliegende Arbeit bedeut-

samer als die Klassifikation nach Bestand und Struktur ist die nach den genetischen Verhältnissen. Nach diesen lassen sich mit Sicherheit zwei Arten von „Gneis“ unterscheiden. Es ist der „Ortho- und der Metagneis“. Möglicherweise gehören einzelne Vorkommnisse dieses Distrikts auch in die Kategorie der „Paragneis“. Deutlich und scharf heben sich die beiden erstgenannten Gneisarten voneinander ab. Zu dem Orthogneis ist das Vorkommen von Ödwaldhausen zu rechnen. Gümbel erklärt allerdings, daß eruptive Gneismassen in unserem Gebiete entschieden nicht vorkommen und daß nirgends an uns die Nötigung herantrete, andere Ursachen der Schichtung zu suchen, als die der Sedimentation sind. Aber die bei der Herstellung der Bahneinschnitte unweit Ödwaldhausen zutage geförderten Gesteine sind Eruptivbildungen. Sie tragen makroskopisch und mikroskopisch viel von den Charakteren an sich, welche für die „Gneise“ als bezeichnend gelten. Sie bekunden schon bei der Betrachtung mit unbewaffnetem Auge nicht bloß eine deutliche Parallelordnung der Gemengteile, sondern auch eine weitgehende Sonderung derselben. Sie sind es, denen die ausgeprägte Lagenstruktur eignet. Bei der mikroskopischen Untersuchung aber fällt sofort der Mangel einer gesetzmäßigen Sukzession der Mineralausscheidungen auf. Der Apatit, sonst als Erstling der Kristallisation vielfach in langen Nadeln und wohlbegrenzten prismatischen Kristallen ausgebildet, erscheint in unregelmäßigen Körnern. Es kommt wohl vor, daß der Quarz den Biotit umschließt, aber auch die Erscheinung ist nicht selten, daß der Biotit Quarzeinschlüsse führt. Die poikilitische Durchwachsung der Feldspate mit Quarzkörnern ist überaus häufig wahrzunehmen. Die Formengestaltung nicht bloß des Orthoklases sondern auch der Plagioklasse ist vielfach durch Quarzausscheidungen beeinflusst. Anderseits aber unterscheiden sich diese Gesteine doch augensichtlich von den übrigen Gneisarten. Außer ihrer Lagenstruktur ist es besonders ihr Mineralbestand, durch den sie sich von den übrigen Gneisbildungen abheben. Sie sind es, die weder Cordierit noch Andalusit noch Granat führen. Sillimanit

findet sich zwar stellenweise, tritt aber anderwärts bis zum Verschwinden zurück. Auch Magnet- und Schwefelkies, sonst so häufig, fehlen hier. Ihre Mineralparagenesis ist die der Granite. Es kann kaum zweifelhaft sein, daß in diesen Gesteinen eruptive Bildungen vorliegen, welche durch die Besonderheit der örtlichen Verhältnisse die Erscheinungsform kristalliner Schiefer erhielten. Ob Paragneise vorhanden, mag dahingestellt bleiben; die große Mehrzahl der tonerdesilikatreichen, schiefrig faserigen Bildungen sind zu den Metagneisen zu zählen. Sie werden noch besonders besprochen werden müssen, wenn einmal die Gesamtheit der genetischen Beziehungen zur Erörterung gelangt.

Glimmerschiefer.

An dem nördlichen Ufer der Wondreb zieht sich eine Bergkette hin, welche durch eine Reihe von mehr oder minder tiefen Taleinschnitten mannigfach gegliedert erscheint. Das Gesteinsmaterial dieser Bergreihe ist „Glimmerschiefer.“ Es ist eine lange, aber verhältnismäßig schmale, einerseits von „Phyllit“ und „Quarzphyllit“, anderseits von „Gneis“ und quartären Sedimenten begrenzte Zone, welche dieses Gestein bildet. Der „Glimmerschiefer“ setzt sich aus Glimmer und Quarz als herrschenden Gemengteilen zusammen. Akzessorisch erscheinen verschiedene Eisenerze und Zirkon. Als ein charakteristischer Übergemengteil tritt Andalusit sehr häufig auf. Turmalin und Rutil fehlen fast nie. Sehr häufig ist auch Graphit. Mehr zufällig sind Feldspate und Titanit. Als Einschluß findet sich nicht selten ein eigenartiges, unten näher zu beschreibendes Mineral. Chlorit ist wohl meist Umwandlungsprodukt.

Von den Glimmermineralien sind Biotit, Muskovit und Serizit vertreten. Der Biotit zeigt im allgemeinen dieselben Eigenschaften bezüglich der Verteilung im Gestein, der Einschlüsse und der aus ihm hervorgehenden Neubildungen wie im Gneis. Zu bemerken ist nur, daß er nicht selten in grüner Farbe erscheint, wobei die Höhe der Doppelbrechung verbietet,

diese Farbenverschiedenheit durch Chloritisierung bedingt zu denken. Damit soll indes nicht in Abrede gestellt werden, daß der Chlorit vielfach das Umwandlungsprodukt des Biotits ist. Nie ist der letztere das einzige Glimmermineral. Mit ihm ist vielmehr stets in wechselnder Menge Muskovit verbunden. Derselbe ist öfters rosettenförmig geordnet, meist aber parallel mit Biotit verwachsen, vor dem er durch seinen guten Erhaltungszustand ausgezeichnet ist. Serizit ist durch seinen kleinen Achsenwinkel deutlich von Muskovit unterschieden. Er findet sich sehr häufig als Umrahmung des Andalusits und ist jedenfalls als Zersetzungsprodukt desselben anzusehen. Die einzelnen mikroskopisch kleinen Individuen sind sehr verschieden orientiert, so daß diese Glimmeraggregate zwischen gekreuzten Nikols niemals völlig dunkel erscheinen.

Die eckiggrundlichen Quarzkörner führen nicht selten zahlreiche Einschlüsse. Zuweilen sind es Glimmerleistchen, welche sie beherbergen, zuweilen stabförmige Mikrolithe, welche sehr viel Ähnlichkeit mit Sillimanit verraten. Manchmal sind auch von den Rändern her fremde Mineralien in den Quarz hineingewachsen. Durch Libellenbildung deutlich charakterisierte Flüssigkeitseinschlüsse sind keine Seltenheit. Die Körneraggregate bilden linsenförmige Massen und kontinuierliche Lagen, die von Glimmermineralien eingefafßt sind. Auch förmliche Quarzgänge treten auf, in denen die einzelnen Individuen oft einen hochgradigen Idiomorphismus erreichen. Und diese gute kristallographische Umgrenzung scheint durchaus primär zu sein. Zwar sind in manchen Individuen die Einschlüsse zentral gehäuft, so daß es den Eindruck erwecken könnte, als ob diese regelmäßige Formentwicklung durch orientierte Anwachshüllen, wie in den sogen. Kristallsandsteinen bedingt wäre; aber diese Häufung der Einschlüsse ist nicht eine konstante Erscheinung und nirgends ist eine scharfe Grenze zwischen einem allenfallsigen ursprünglichen Quarzkorn und einer Fortwachsung durch Kieselzement zu entdecken.

Unter den Eisenerzen ist der Eisenglimmer weitaus am stärksten vertreten. Die hexagonalen, stark glänzenden Täfel-

chen werden öfters mit roter Farbe durchsichtig. Das Titan-eisen, auch nicht gerade selten, erscheint in der glimmerartigen, braundurchsichtigen Varietät. Der Pyrit ist in Eisenoxydhydrat umgewandelt, aber seine charakteristische Kristallform läßt die Umwandlungsprodukte mit Sicherheit als Pseudomorphosen erkennen. Der Zirkon ist hin und wieder überaus häufig; selten aber tritt er in prismatischen Kristallen auf. Der Andalusit liebt es in großen Individuen zu erscheinen. So erreichte ein Kristall in der Hauptentwickelungszone die verhältnismäßig respektable Höhe von 9,86 mm. Von seiner Häufigkeit in diesem Gestein zeugt die Tatsache, daß in einem einzigen normalen Schliif 20—30 mehr oder minder große Individuen zu zählen sind. Fast immer gibt er sich leicht durch seinen bezeichnenden Pleochroismus von blaßrot nach farblos zu erkennen. Stets ist er von Einschlüssen vollgepfropft. Es sind besonders die Hauptkomponenten des „Glimmerschiefers“, die ihn in großer Zahl erfüllen. Aber auch das kohlige Pigment häuft sich mit Vorliebe in ihm an. Zuweilen ordnet sich dasselbe in ihm zu dem bekannten Chiastolithkreuz. Oft ist er ganz und gar zu einem Haufwerk von glimmerartigen Mineralien zersetzt und es ist dann nur noch diese eigenartige Anordnung der kohligen Substanz, die Aufschluß über das ursprüngliche Mineral erteilt. Bei gutem Erhaltungszustand tritt die prismatische Spaltbarkeit scharf hervor. Während der Andalusit mikroskopische Dimensionen meidet, erscheint der Turmalin ausschließlich in winzigen Individuen. Manche Gesteinsprobe schließt eine reiche Fülle dieses Minerals ein. Schnitte \perp zur Hauptachse zeigen oft scharfe ditragonale Umgrenzung, solche \parallel zur Hauptzone die hemimorphe Ausbildung. Die Absorption ist normal, die Farbe wie in den Gneisen. Auch der Turmalin ist häufig erfüllt mit kohligen Einschlüssen. Rutil erscheint öfters in feinen Fasern bei der Umwandlung des Biotits in Chlorit; trägt aber auch manchmal die Form und Farbe wie das Vorkommen in den Eklogiten und Amphiboliten. Der Titanit tritt nur in der Form der Insekteneier auf. Feldspat ist nur in den Schliifen von Themenreuth nach-

zuweisen. Der starke Metallglanz des kohligen Pigmentes berechtigt, es mit Graphit zu identifizieren.

Was schließlich das oben erwähnte, häufig als Einschluf im Andalusit auftretende Mineral anlangt, so hat es bei optisch positivem Charakter negative Hauptzone. Die Ebene der optischen Achsen liegt parallel der Hauptentwickelungszone und senkrecht zu der höchst vollkommenen Spaltbarkeit. Seine Lichtbrechung ist erheblich geringer als die des Andalusits und seine Doppelbrechung ungefähr so stark wie die des Sillimanits. Seine Auslöschungsschiefe ist auch in den Schliften || zur optischen Achsenebene nur unbedeutend. Ganz auffallend ist die Erscheinung, daß diese Schlifflinien nicht das Maximum in der Höhe der Interferenzfarben zeigen.

Der Mineralbestand dieser Gesteine ist an den verschiedenen Fundstätten verschieden. In dem „Glimmerschiefer“ von Themenreuth halten sich Kali- und Magnesiaglimmer so ziemlich das Gleichgewicht; in dem von Rothenberg hat der Muskovit die Vorherrschaft. In den Gesteinen von Größensees tritt der Glimmer überhaupt sehr zurück und es vermittelt sich so der Übergang in die nahegelegenen Quarzitschiefer. Mit dem Mineralbestand wechselt auch die Farbe der Gesteine von braungelb zu weißlichgrau. Reichliche Limonitbildung verleiht den Schiefem von Größensees eine gelbliche Färbung.

Von den verschiedenen Strukturformen herrscht die schieferig flasrige vor. Quarzarme und glimmerreiche Schichten wechseln mit quarzreichen und glimmerarmen und nicht selten werden sowohl Quarzlinsen als auch größere Kristallindividuen von Flaserzügen der Glimmerminerale umflochten. Zuweilen wird die Struktur porphyrartig. Indem die Quarzkörner im allgemeinen nur 0,016—0,217 mm im Durchmesser halten, während die Andalusite Zentimetergröße erlangen, bildet sich ein scheinbarer Gegensatz von Grundmasse und Einsprenglingen heraus. Auf dem Hauptbruch zeigt sich zuweilen eine äußerst feine Fältelung, welche sich unter dem Mikroskope als eine Art Sattel- und Muldenbildung darstellt. Gleichwohl sind kataklastische Erscheinungen nur in sehr geringem Maße vor-

handen. In den Gesteinen ohne jene Miniaturgebirgsfaltung sind kaum Spuren einer dynamischen Beeinflussung zu finden. Es liegt auf der Hand, wie wichtig gerade diese Tatsache für die richtige Deutung der Glimmerschiefergenese ist. Beachtenswert ist in dieser Hinsicht aber auch die Anordnung der Pseudoeinsprenglinge. Dieselben folgen nicht den Kristallisationsgesetzen des Wirtes, sondern behalten die Orientierung bei, welche ihresgleichen im übrigen Gesteinsgewebe innehaben. Manche Biotitblättchen scheinen hinsichtlich ihrer Lage nicht durch das Schichtgefüge bedingt zu sein, indem sie sich quer zur Schieferung stellen. Solche Biotitindividuen sind in der Regel prismatisch ausgebildet, so daß sie nach der C-Achse gestreckt erscheinen. Die wichtigste aller Struktureigentümlichkeiten aber ist das Auftreten zahlreicher Knötchen, in denen die Andalusit- und die Graphitsubstanzen angehäuft sind.

Phyllit und Quarzphyllit.

Unweit Mitterteich wendet sich die Wondreb in scharfem Bogen gegen Norden. Gerade da, wo der Flußlauf von der westlichen in die nördliche Richtung umbiegt, steigen die Gehänge, welche das rechte Ufer desselben begleiten, ziemlich steil an. Droben auf der Bergeshöhe liegt das Dorf Leonberg mit seiner prächtigen Fernsicht. Hier ist die Grenze zwischen Glimmerschiefer und Phyllit, die von da aus in östlicher Richtung hinläuft. Gegen Nordosten liegt, etwa eine halbe Stunde entfernt, Zirkenreuth. Hier geht der Phyllit bereits in Quarzphyllit über. Beide Gesteinstypen sind so nahe miteinander verwandt, daß sie füglich miteinander behandelt werden können. An dem Aufbau derselben beteiligen sich im großen und ganzen dieselben Gemengteile in derselben Ausbildung und derselben Verteilung wie an der Zusammensetzung des Glimmerschiefers. Der Unterschied tritt mehr makroskopisch als mikroskopisch hervor, indem die Glanzschiefer den Eindruck geringerer Kristallinität machen. Die Darstellung des Mineralbestandes kann sich deshalb auf einige wenige Bemerkungen beschränken.

Gümbel bezeichnet es als eine auffallende Erscheinung, daß sich nirgends Spuren von braunem, optisch einachsigen Glimmer bemerken lassen. „Derselbe scheint, schreibt er, von dem Phyllochlorit vollständig ersetzt zu werden.“ Tatsache aber ist, daß sich in dem Gestein von Zirkenreuth sehr viel brauner Glimmer vorfindet. Und ist derselbe auch nicht geradezu optisch einachsig, so ist doch sein Achsenwinkel durchweg so klein, daß er bis auf 0° herabzusinken scheint. Bezeichnend ist seine lappige Ausbildungsform. Den weißen, in dünnen Blättchen ausgebildeten, seidenartig schimmernden Bestandteil der Phyllite nennt Gümbel Promizit. Die mikroskopische Untersuchung von Gesteinsproben aus Leonberg und Zirkenreuth bietet keinen Anlaß, dieses Mineral von Muskovit abzutrennen. Es stimmt hinsichtlich der Ausbildungsform, Licht und Doppelbrechung, Größe des Achsenwinkels und Zwillingsbildung so mit dem Kaliglimmer überein, daß es wohl mit diesem als identisch zu betrachten ist. Der sehr reichlich vertretene Chlorit zeichnet sich vor dem Glimmer durch seine Korngröße aus. Nicht selten ist er zu Putzen ohne gesetzmäßige Anordnung zusammengelagert; häufig aber sind die putzenförmigen Aggregate gitterartig ineinander verflochten; auch radialstrahlige Gruppierung zeigt sich zuweilen. Gümbel bezeichnet das chloritische Mineral als Phyllochlorit. Es scheint aber zu einer solchen Spezialisierung ebensowenig Grund vorzuliegen wie zu der Abtrennung des Promizits von Muskovit. Zirkon wird von Gümbel nicht aufgeführt, ist aber oft reichlich zugegen. Im übrigen ist nur noch zu erwähnen, daß auch Granat sich nicht selten einstellt. Er ist ebenso wie der Andalusit oft mit zahlreichen Einschlüssen angefüllt. Hinsichtlich der Struktur ist ebenso wie bezüglich der mineralischen Konstitution große Übereinstimmung mit den Verhältnissen bei dem Glimmerschiefer zu konstatieren. Zu bemerken ist nur, daß sich diese Gesteine meist aus sehr dünnen Schichten aufbauen und daß sich auf dem Hauptbruche die Glimmerblättchen zu schimmernden Häuten zusammenschließen, von denen sich oft Flecken mit grünlicher Färbung mehr oder

weniger scharf abheben. Quarzadern endlich durchziehen auch diese Gesteine nach den verschiedensten Richtungen.

Lydit.

Oberhalb Dobrigau finden sich Einlagerungen im Glimmerschiefer, welche auf der geologischen Karte als Lydit bezeichnet werden. Sie besitzen nur eine sehr geringe Ausdehnung. Ihr Mineralbestand ist äußerst einfach. Sie bestehen im wesentlichen nur aus einem sehr feinkörnigen Gemenge von Quarz. Außerdem finden sich in geringen Mengen Glimmerminerale. Biotit wird als Einschluß im Quarz mit brauner Farbe und starkem Pleochroismus durchsichtig. Sonst ist er meist grün gefärbt. Etwas häufiger, aber doch auch nur in Spuren, ist Muskovit. Es sind immer nur kleine Individuen, die sporadisch in den einzelnen Proben verbreitet sind. In einem Schliff wurde ein verhältnismäßig großes Magnetitkorn gefunden. In feiner Verteilung sieht man im Gestein ein kohliges, zuweilen stark glänzendes Pigment. Makroskopisch erscheint das Gestein völlig dicht. Unter dem Mikroskop aber erweist es sich doch als ein Gemenge von feinen Quarzkörnern mit Spuren von Glimmer. Das kohlige Pigment verleiht dem Gestein eine intensiv dunkle Farbe, ähnlich derjenigen der Tonschiefer und Schiefertone. Der Bruch ist im großen flachmuschelig, im kleinen splitterig, die Struktur ist deutlich schichtig. Auf dem Hauptbruch fällt eine gewisse Unebenheit auf. Es sind wellenförmige Furchen, die sich gleichsinnig geordnet, über die Schichtfläche hinziehen. Auch feine, nadelstichförmige Poren zeigen sich allenthalben. Die eckiggrundlichen, unregelmäßigen Quarzkörner erscheinen im Schliff manchmal in zeilenförmiger Anlage. Von einem Gegensatz zwischen klastischem Material und Zement kann nicht gesprochen werden. Die einzelnen Körner greifen gelenkartig ineinander ein, wobei sich das kohlige Pigment gern auf den Grenzlinien sammelt und gleichsam die einzelnen Körner umrahmt. Wie Fremdkörper ziehen sich manchmal angenähert parallel, meist aber regellos Quarzadern von verschiedener

Größe und Mächtigkeit durch das Gestein. Sie heben sich durch zwei Merkmale von dem eigentlichen Gesteinsmaterial scharf ab. Vor allem sind sie durch eine erheblich bedeutendere Korngröße ausgezeichnet. Sie erreichen zuweilen Dimensionen von 1,3 mm, während die mittlere Größe der übrigen Körner nur etwa 0,02 mm beträgt. Sodann erscheinen sie wasserhell und ohne jede Pigmentierung. Sie sind jedenfalls als spätere Infiltrationen zu betrachten.

Es ist gar nicht zu bestreiten, daß dieses Gestein makroskopisch mit dem Lydit sehr viel Ähnlichkeit hat. Der mikroskopischen Untersuchung aber kann es nicht entgehen, daß ihm verschiedene Charaktere fehlen, die für diesen Gesteinstypus als wesentlich gelten.

Rosenbusch rechnet den Lydit zu den Gesteinen, die sicher nicht klastischen Ursprungs sind und er bezeichnet ihn als eine Bildung, welche vorwiegend aus einem Gemenge von dichtem Quarz mit Chalcedon und etwas Opal besteht. Auch Gümbel führt als Bestandteil des Lydits amorphe Kieselsubstanz an. Er unterscheidet zwar Varietäten mit mehr und solche mit weniger amorpher Masse. Aber so schwankend das Verhältnis zwischen kristallisierter und nicht kristallisierter Substanz in den verschiedenen Vorkommnissen auch sein mag, ein kleiner Betrag an Kristallisationsrückstand ist nach ihm als bezeichnendes Merkmal immer vorhanden. In dem Gestein von Dobrigau aber findet sich weder Chalcedon noch amorphe Kieselsubstanz. Reste von Radiolarien, Diatomeen und anderen Organismen sind dem Lydit zwar nicht wesentlich; aber sie finden sich öfters in ihm. Hier ist keine Spur von ihnen zu entdecken. Nichts deutet auf biogenen Ursprung. Dagegen lassen die abgerundeten, unregelmäßigen Quarzkörner auf Transport durch ein bewegendes Medium schließen. Unter diesen Umständen scheint die Annahme wohlbegründet, daß in dem Gestein von Dobrigau nicht Lydit, sondern Quarzit vorliegt. Der Reichtum an kohligter Substanz kann gegen diese Diagnose nicht sprechen. Derselbe ist auch in größerem Maße in dem benachbarten „Glimmer-

schiefer“ anzutreffen. Der angebliche Lydit ist nichts als eine Modifikation des Glimmerschiefers. Er ist ein Glimmerschiefer, in dem der Gehalt an Glimmer dem Quarz gegenüber stark zurückgeht. Gümbel macht bei der Besprechung der Graphitgneise des Bayerischen Waldes darauf aufmerksam, daß die Häufigkeit des Graphits und des Biotits im umgekehrten Verhältnis zueinander stehen. Mit der Zunahme des kohligten Pigments nimmt auch hier der Glimmer ab. Es ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß diese Zu- und Abnahme in ursächlichem Zusammenhang miteinander stehen. Will man die Schichtnatur dieses Gesteins noch zum Ausdruck bringen, so kann man es als Quarzitschiefer bezeichnen.

Wechselbeziehungen zwischen den Eruptivgesteinen und den kristallinen Schiefen.

Es hat sich bei der Untersuchung der einzelnen Gesteinstypen ergeben, daß eine Anzahl von Felsarten von vorneherein aus der Reihe der sogenannten kristallinen Schiefer auszuschalten ist. Hornblendegneis und Hornblendeschiefer, Dioritschiefer, Granulit und Serpentin sind als reine Eruptivgebilde zu betrachten. Selbst der Orthogneis muß zu diesen gerechnet werden. Die Hornblendegesteine sind gabbroide Bildungen. Der Dioritschiefer ist nur eine strukturelle Modifikation des normalen Diorits. Die Granulite sind als gangartige, aplitische Gebilde anzusprechen; der Serpentin stellt sich als metamorphosierter Peridotit dar. Und was den Orthogneis anlangt, so ist dies ein echter Granit, der aller Wahrscheinlichkeit nach nur durch Druckwirkung eine gneisartige Erscheinungsform erhalten hat. Als Gesteinsarten nicht eruptiven Ursprungs bleiben sonach lediglich Metagneis, Glimmerschiefer, Phyllit und Quarzphyllit sowie Lydit oder Quarzitschiefer.

Die Hauptfrage aber, welche sich nach diesen Feststellungen ergibt, ist die Frage nach dem Verhältnis der zweifellos eruptiven Bildungen zu den als kristalline Schiefer bezeich-

neten Gesteinen ihrer Umgebung. Dieses Verhältnis aber muß sogleich beim Beginne der Erörterung als ein sehr enges und nahes bezeichnet werden. Eine genaue Untersuchung des mineralischen Bestandes, der strukturellen Verhältnisse und der geologischen Erscheinungsform muß zu der Überzeugung führen, daß beide Gesteinsklassen nicht vollständig unabhängig voneinander sind, sondern in den innigsten Wechselbeziehungen zueinander stehen. Bestand und Struktur der Eruptivgesteine zeigen sich beeinflußt durch die angrenzenden Schiefer und hinwieder lassen die Schiefer in ihrer mineralischen Zusammensetzung und in ihrem Gefüge die Einwirkung der Eruptivmassen klar erkennen. Gesteinsproben aus Münchsgrün, Tirschenreuth, Plößberg u. a. O. liefern die schönsten Illustrationen für das gegenseitige Abhängigkeitsverhältnis jener beiden Gesteinsklassen. Nach der Darstellung Gumbels allerdings muß der Zusammenhang derselben als ein ziemlich lockerer angesehen werden. Von einer beiderseitigen Beeinflussung kann nach ihm höchstens in rein mechanischem Sinne die Rede sein. „Soweit unsere Beobachtungen reichen, erklärt dieser Forscher ausdrücklich, lassen sich bei all diesen Berührungen einer offenbar eruptiven Gesteinsmasse mit schon vorausgebildeten kristallinen Schiefen dadurch hervorgebrachte Veränderungen in der Beschaffenheit nicht wahrnehmen.“ Aber die mikroskopische Untersuchung begegnet derartigen Veränderungen so vielfach, daß die Auffassung jenes scharfen Beobachters nicht mehr haltbar erscheint.

Untersucht man nun die Wechselbeziehungen der beiden in sehr nahem Verhältnis zueinander stehenden Gesteinsklassen, so dürfen zwei Tatsachen vor allem als feststehend gelten. Einmal, daß die Eruptivgesteine als aus Schmelzfluß erstarrte Massen und sodann, daß die kristallinen Schiefer unseres Gebietes als ursprünglich normale Sedimente zu betrachten sind. Gumbel erklärt auch die Eruptivgesteine als Produkte der Sedimentation. Wasser, erhöhter Druck und Wärme sind nach ihm auch für sie die Faktoren, die sie bedingt haben. Granit und Gneis haben nach seiner Schilderung

das miteinander gemeinsam, daß sie sedimentiert sind und sie unterscheiden sich nur dadurch voneinander, daß der erstere sich als ein massenhafter Niederschlag darstellt, während der letztere sein mannigfach gegliedertes Schichtensystem ganz allmählich unter fortwährender Änderung des Absatzprozesses und des Absatzmaterials herausgebildet hat. Es ist bei dem gegenwärtigen Stand der Anschauungen nicht nötig, alle die Einwände, welche dieser Autor unter Berufung auf Scheerer, Bischof, Delesse, Rose, Sorby, Fuchs u. a. gegen die pyrogene Natur der Eruptivgesteine erhoben hat, eingehend zu erörtern. Es genügt, auf die Ausführung Rosenbuschs zu verweisen: „Nun zeigen uns die geologischen Vorgänge der Jetztzeit eine Extrusion von Gesteinsmassen nur im Zustande vollständigen oder partiellen Schmelzflusses. Wir vindizieren daher durch Analogieschluß allen Eruptivgesteinen die Verfestigung aus Schmelzfluß und können die Richtigkeit dieser Deduktion in zahllosen Fällen durch das Studium ihres Bestandes und ihres Gefüges mit solcher Evidenz erhärten, daß eine Verallgemeinerung unbedenklich ist.“ Dagegen waren die kristallinen Schiefer ursprünglich zweifellos normale Sedimente.

Zwar ist es nicht richtig, daß die Lage der Gesteins-elemente immer der Schichtenbildung folgt; es ist vielmehr eine gar nicht seltene Erscheinung, daß Glimmer- und Chloritblättchen sich quer zur Strukturebene stellen. Auch aus den Einlagerungen in den Schiefen sind zwingende Beweisgründe keineswegs zu ziehen. Aber der allmähliche Übergang der kristallinischen Schiefer in darauf liegende geschichtete Tongesteine und der Parallelismus der Schichtenfugen der beiden Gesteinsarten sowie die in ihnen zu beobachtende Gleichsinnigkeit der Dislokationswirkungen lassen keinen Zweifel über die ehemalige Natur der „kristallinischen Schiefer“ aufkommen.

Der weitere Verlauf dieser Untersuchung aber wird den Beweis erbringen, daß die Beziehungen der nahe miteinander verknüpften Eruptivbildungen im modernen Sinne des Wortes und der in kristalline Schiefer umgewandelten, ursprünglich normalen Sedimente, so innige sind, daß die letzteren ihre

gegenwärtige Beschaffenheit nur dem Einfluß der ersteren verdanken. Rosenbusch schreibt im Eingang zu seiner Abhandlung über die kristallinen Schiefer: „Die Prozesse, durch welche aus Eruptivgesteinen und Sedimenten irgendwelcher Art kristalline Schiefer wurden, faßt man zusammen als Dynamometamorphose und Kontaktmetamorphose.“ Es ist gar nicht in Abrede zu stellen, daß in dem Bereiche unseres Schiefergebietes dynamische Beeinflussungen stattgefunden haben. Die Schieferung, welche die Gneisschichten von Wondreb fast rechtwinklig durchschneidet, ist ohne Zweifel ein Resultat der Dynamometamorphose. Die feine Fältelung, welche der „Glimmerschiefer“ von Größensees zeigt, ist sicher als eine Druckwirkung zu betrachten. Und die kataklastischen Phänomene, welche allenthalben hervortreten, lassen gewiß auf mechanische Einwirkungen schließen. Aber diese Erscheinungen, und insbesondere die der Kataklyse, sind doch zu unbedeutend, als daß man die Metamorphose der Schiefer auf den Druck gebirgsbildender Prozesse zurückführen könnte. Das ursprüngliche Gesteinssubstrat war ja allerdings Tonschiefer gewesen. Tonschiefer haben ein hohes Maß von Plastizität. Aber ihre Elastizitätsgrenze ist doch immer noch so eng, daß man bei der mikroskopischen Untersuchung der Kataklyse in viel höherem Maß als es wirklich der Fall ist, begegnen müßte. Ja die mechanischen Wirkungen, wie sie hier zutage treten, sprechen direkt gegen die Theorie des Dynamometamorphismus. Die Glimmerschieferschliffe von Größensees lassen unter dem Mikroskop, wie oben hervorgehoben wurde, eine förmliche Sattel- und Muldenbildung erkennen. Aber gerade die Gesteinsproben, welche eine sehr weitgehende Fältelung zeigen, tragen sehr geringe kataklastische Erscheinungen an sich. Daraus geht aber mit unzweifelhafter Sicherheit hervor, daß die Wirkungen des Gebirgsdruckes der Mineralneubildung vorausgegangen sind. Dazu kommt noch ein Moment, das mit jener Theorie schwer in Einklang zu bringen ist. Man hat zu Gunsten derselben öfters auf die Tatsache hingewiesen, daß in den kristallinen Schiefen sich die Tendenz

zeigt, für manche Substanzen das unter den gegebenen Verhältnissen denkbar kleinste Molekularvolumen anzustreben. „Von denjenigen für die kristallinen Schiefer charakteristischen Verbindungen, schreibt Rosenbusch, welche pleomorph sind, erscheint stets die schwerste Modifikation.“ Es liegt gewiß nahe, aus dieser Erscheinung auf Spannungen zu schließen, wie sie bei einem enormen Seitendruck in Verbindung mit gleichzeitiger, bedeutender vertikaler Belastung sich einstellen müssen. Aber in unserem Gebiet ist von jener Tendenz nichts wahrzunehmen. Nirgends wurde Disthen, überall Andalusit gefunden. Grubenmann, welcher dem von ihm näher charakterisierten Dynamometamorphismus eine überaus wichtige Rolle bei der Bildung der kristallinen Schiefer zuschreibt, betont allerdings, daß das Volumgesetz nicht in allen Schieferzonen zur Auswirkung gelangen könne, aber er bezeichnet doch Andalusit, Cordierit und Spinell als typische Kontaktminerale.¹⁾ Das überaus häufige Auftreten des spezifisch leichteren Tonerdesilikates, wie es oben konstatiert wurde, verbietet schlechterdings, die Umwandlung der ursprünglich normalen Sedimente zu krystallinen Schiefen auf den Gebirgsdruck als Agens zurückzuführen. So bleibt zur Lösung des Problems nur der Kontaktmetamorphismus. Er ist aber auch in der Tat imstande, die verschiedenen Erscheinungen befriedigend zu erklären.

„Zu den denkwürdigsten Erscheinungen im Gebiete des Gneises, schreibt Gümbel, gehören die mannigfachen Beziehungen des Granites zum Gneis. Weniger mächtige Lagen von Granit und linsenförmige Ausscheidungen desselben, von Gneisschollen umschlossen, gehören zu den gewöhnlichsten Vorkommnissen, die uns jedes Profil enthüllt. Ebensowenig fehlt es an Beispielen, welche das Querdurchbrechen von mehr oder weniger mächtigen Granitgängen durch Gneisschichten beweisen. — Einzelne deutlich abgerissene Gneisschollen schwimmen inmitten der Granitmasse, ohne Spuren einer Änderung an sich

¹⁾ Grubenmann, Die kristallinen Schiefer I, 1904.

zu tragen.“ Diese Ausführungen können im allgemeinen bestätigt werden. Die Gneisschichten, welche am Mühlbühl bei Tirschenreuth anstehen, sind ganz durchtränkt von gangartigen Abzweigungen des nahen Granits. Zwischen Iglersreuth und Bärnau sieht man Gneisschichten zutage gehen. Bei der Herstellung der Bahneinschnitte zwischen den beiden genannten Orten hat sich gezeigt, daß diese Schiefer ganz und gar von granitischen Gangverzweigungen durchschwärmt sind. Längs der Granitgrenze im Osten dringen an vielen Punkten Granitapophysen in das Schiefergebiet ein. An den steilen Naabgehängen bei Berg beobachtet man eine vielfache Durchaderung des Hornblendegesteins durch Granitschnüre. Bei Floß durchsetzen allenthalben derartige Gänge die Gneisschichten. Kurz um das ganze Granitmassiv herum kann man die Wahrnehmung machen, wie das Eruptivgestein gangartige Ausläufer in das Nebengestein versendet. Bald dringen dieselben zu größerer bald zu geringerer Entfernung vor, bald zeigen sie stärkere bald schwächere Mächtigkeit. Wie eine Amöbe ihre Pseudopodien ausstreckt, so greift der Granit mit zahlreichen mehr oder minder mächtigen Armen in das Schiefergestein seiner Umgebung und hält es völlig umklammert.

Ja die geologische Verknüpfung der beiden Gesteinsklassen reicht noch weiter. Es wurde bei der Besprechung des „Gneises“ hervorgehoben, daß es oft nur ganz schmale Granitstreifen sind, welche die einzelnen Gneisdistrikte voneinander trennen und daß der gesamte Gneiskomplex bei allen Abweichungen im einzelnen doch im großen und ganzen eine auffallende Konstanz in Bestand und Gefüge offenbart. Diese beiden Tatsachen lassen vermuten, daß das ganze Gneisgebiet ursprünglich ein zusammenhängendes Ganzes gebildet habe, das erst durch das Eindringen des Granits in verschiedene Teile auseinander gerissen worden ist. Sehr zutreffend schreibt Gumbel über die Verhältnisse bei Waldthurn: „Daß der Kristallgranit dieser Gegend als jüngere Bildung die Gneisformation durchbrochen habe, das beweisen zahlreiche Profile, welche das gangförmige Eindringen des Granites in den Gneis zeigen.“

Daher ist das Schiefergebirg unendlich zerstückelt, viele seiner Stücke sind losgerissen und ganz von Granit umschlossen. Solche Schieferschollen, zum Teil Gneis, zum Teil Hornblendegestein, findet man im Granitgebiet bis Schönkirch.“ Es sind also nicht bloß einzelne Apophysen, die der Granit in die angrenzenden Schiefer ausschickt, sondern der ganze granitische Eruptivkörper stellt sich als eine mächtige Intrusion in die ursprünglich zusammenhängenden Gneisschichten dar.

Es wurde bei der Schilderung des Granites auf dessen Neigung zu porphyrtiger Ausbildung als bezeichnende Eigentümlichkeit hingewiesen. Diese auffallend häufig entwickelte Grenzstruktur, welche, wie früher bemerkt, zu der Bezeichnung „Kristallgranit“ Anlaß gegeben, scheint darauf hinzudeuten, daß die granitischen Intrusivmassen weniger in große Hohlräume als in zahlreiche mehr oder minder weite Gangspalten hineingepreßt worden sind. Das reichverzweigte Netzwerk von granitischen Adern, wie es sich in dem der Denudation bis jetzt entgangenen Schiefergebirg so oft dem Auge darbietet und zweifellos noch öfter in der verschlossenen Tiefe verborgen sich ausbreitet, erscheint sonach nur als ein schwaches Abbild der Verhältnisse innerhalb des Granitgebietes selbst.

Mit der Entfernung vom Hauptgestein werden die gangförmigen Abzweigungen naturgemäß immer schwächer. Sie verästeln sich schließlich in die feinsten Zweige und Äderchen. Auch die mineralische Zusammensetzung erleidet dabei gewisse Veränderungen. Nahe dem Hauptgestein zeigen die Apophysen noch ganz normal granitischen Charakter. In weiterer Entfernung treten einzelne wesentliche Gemengteile stark zurück. Die letzten Ausläufer enthalten außer Quarz nur mehr wenig Muskovit und seltenen Feldspat. Und mit dem Mineralbestand wechselt auch die Korngröße in dem Sinne, daß dieselbe mit der Entfernung vom vulkanischen Herd mehr und mehr herabsinkt. Was endlich die Richtung dieser Ausläufer anlangt, so folgt dieselbe durchaus nicht immer den Schichtenfugen, sondern schneidet dieselben gar oft unter allen von 0° — 90° möglichen Winkeln.

Bei einer derartigen Verbindung der Intrusiv- und Schiefermassen ist eine starke gegenseitige Beeinflussung von vorne herein zu erwarten. Und die Erwartung wird durch den Tatbestand der Verhältnisse, wie schon angedeutet, nicht getäuscht, sondern vollauf bestätigt. Die Einwirkung der Eruptivmassen auf die Schieferschichten und umgekehrt ist zunächst mechanischer Natur; sie erstreckt sich aber auch auf die beiderseitige mineralische Konstitution und Struktur. Die Schichten werden aufgeblättert; einzelne Schollen werden in die Höhe gezogen, losgerissen und mitfortgeschleppt; benachbarte Lagen werden geknickt und umgebogen. Andererseits weisen die Schichtenfugen dem eindringenden granitischen Material, wenn auch nicht immer, so doch sehr häufig, auf mehr oder minder große Entfernungen die Bahn für die vordringende Bewegung. Für die substanziellen und strukturellen Modifikationen lieferten die einzelnen Vorkommnisse ein reiches Beobachtungsmaterial. Es wurde darauf hingewiesen, daß der Granit von Münchsgrün Andalusit führe; es wurde erwähnt, daß die Aplite nicht selten Granatkörner einschließen und es wurde hervorgehoben, daß verschiedene Eruptivbildungen einen manchmal gar nicht unbedeutenden Gehalt an Sillimanit aufweisen. Es besteht kaum ein Zweifel, daß der Stoff für diese Mineralien aus dem angrenzenden Schiefergestein herausgelöst und inmitten der Eruptivmassen zur Auskristallisation gebracht wurde. Andererseits mußte mehrfach konstatiert werden, daß die Gneisschichten manchmal ganz erfüllt sind von wohlbegrenzten Turmalinkriställchen. Es ist bei deren vorzüglichem Erhaltungszustand nicht anzunehmen, daß dieselben insgesamt aus dem präexistenten Gestein stammen, als dessen Derivat sich diese Schiefer darstellen. Vielmehr scheint die Vermutung wohl begründet, daß diese borhaltigen Kristalle ihre Existenz mindestens teilweise den die Granitinjektionen begleitenden Gasemanationen verdanken. Und schließlich bekundet die früher als Resorptionsercheinung diagnostizierte Parallelstruktur des Granits von Münchsgrün den Einfluß der Schiefer auf das Gefüge der Eruptivbildungen und der oben betonte hornfelsartige

Charakter des Gneises von Tirschenreuth denjenigen der Intrusivmassen auf die Schieferstruktur in ganz unverkennbarer Weise.

Sehr wichtig und für die Beurteilung der gegenseitigen Beziehungen zwischen den eruptivmassigen und den schieferigen Gebilden ist aber auch die Beschaffenheit der einzelnen Glieder der sogen. archaischen Formationsgruppe selber. Beachtenswert sind dabei vor allem die Verhältnisse des „Gneises.“ Es ist augensichtlich, daß in demselben Feldspat und Quarz gegenüber dem Glimmer eine Art Einheit bilden. Vergleicht man aber diese Quarz-Feldspat-Aggregate mit den oben behandelten gangartigen Ausläufern des Granits, so drängt sich sofort eine gewisse Ähnlichkeit zwischen denselben auf.

Im allgemeinen sondern kontinuierliche Häute von Glimmerblättchen die einzelnen Quarz-Feldspatlagen voneinander ab. Bei dem völlig frischen Material aber, das gelegentlich des Bahnbaues nach Bärnau zutage gefördert wurde, kann man deutlich beobachten, wie die Glimmerlagen mannigfach zerrissen und von Quarz-Feldspat-Aggregaten durchsetzt werden. Die Analogie mit jenen granitischen Gangabzweigungen, welche teils den Schichtenfugen folgen teils dieselben unter größerem oder kleinerem Winkel schneiden, springt hier sofort in die Augen. Aber die Ähnlichkeit beschränkt sich nicht auf diese äußerlichen Verhältnisse; sie offenbart sich vielmehr auch in Bestand und Struktur. Jene Gangadern führen im großen und ganzen den Mineralbestand der zugehörigen Tiefengesteine. Mit der Entfernung vom Eruptivherde werden sie mehr und mehr reine Aplite. Jene Quarz-Feldspat-Aggregate aber tragen hinsichtlich ihrer mineralischen Zusammensetzung offenbar aplitischen Charakter. Und dieser Mineralkombination entspricht auch ganz und gar die Strukturform.

Betrachtet man das Gefüge der Quarz-Feldspatlagen etwas näher, so gibt sich allenthalben die Tatsache zu erkennen, daß der Quarz nicht mehr wie in den Graniten die letzte Ausfüllungsmasse bildet, sondern nach idiomorpher Formengestaltung strebt. Überall sieht man die Feldspate und andere Mineralien

mit eckig rundlichen Quarztropfen angefüllt. Kurz die granulitische Struktur der Aplite wiederholt sich in diesen Quarz-Feldspat-Aggregaten. Es kann deshalb kaum einem Zweifel unterliegen, daß die letzteren mit den aplitischen Gangverzweigungen zu identifizieren sind. Dies umsoweniger, als in ihrem Gefolge auch alle die natürlichen Begleiterscheinungen auftreten, in denen sich, wie oben geschildert, die gegenseitigen Beziehungen zwischen den Aplitgängen und ihrem Nebengestein dokumentieren. Findet man doch auch innerhalb des eigentlichen Gneiskörpers vielfach reichliche Sillimanit-, Granat- und Andalusitentwicklung, zahlreiche Turmalinkriställchen und ein Gefüge, bei dem das Gestein dicht und sein Bruch muschlig wird. Wenn aber jene Quarz-Feldspatlagen im wesentlichen identisch sind mit den aplitischen Gängen, so sind die „Gneise“, welche sie in Verbindung mit den Glimmerlamellen aufbauen, nichts anderes als Schiefermaterial, durchtränkt und imprägniert mit eruptiven Massen oder mit anderen Worten, nichts anderes als injizierte Schiefer. Nach dem Vorgang von Weinschenk kann man sie durch die Bezeichnung als Metagneis von den sonstigen Gneistypen abtrennen. Nach Sauer können die Schiefer von Bärnau nicht mit denen von Bodenmais auf eine Linie gestellt werden. Es sind auch gewisse Unterschiede nicht zu verkennen. Es konnte aber bei Iglersreuth unfern Bärnau wenigstens das Eindringen granitischer Massen in die schiefrigen Gebilde deutlich beobachtet werden.¹⁾

In manchen Vorkommnissen enthüllt sich die eigenartige Natur des Metagneises auf den ersten Blick. So bei den Gneisen von Wondreb, Floß, Schlattain und Wildenau. Allenthalben sieht man hier, wie die größeren oder kleineren Linsen, Putzen und Knollen zwischen die Schiefer förmlich hineingezwängt sind. Die Erscheinung ist hier so auffallend, daß sie auch dem Laien nicht entgeht. Man bezeichnet im Volksmund quarzige Massen als Spat und spricht in jener Gegend von Spateinschlüssen in den Schiefen, um sie als eine Art Fremd-

¹⁾ A. Sauer, Das alte Grundgebirge Deutschlands 1904.

körper zu charakterisieren. Anderwärts findet man jedoch auch wieder Gesteine, in denen diese Quarz-Feldspatputzen sehr zurücktreten. Sie bilden den Übergang in den Glimmerschiefer.

Nicht minder deutlich als beim „Gneis“ sind die Kontakterscheinungen beim „Glimmerschiefer“. Ja gerade hier zeigen sie sich in recht typischer Weise. Die Glimmer- und Chloritblättchen legen sich mit ihrer Basisfläche sehr oft nicht in die Strukturebene, sondern stellen sich quer oder senkrecht zu ihr. Wenn dies auch nicht als ein zwingender Beweis für Kontakteinflüsse anerkannt werden kann, so ist es doch immerhin eine Erscheinung, welche sich in Kontaktbildungen häufig findet. Auch das Auftreten von Graphit, wie es besonders in dem Gestein von Rothenberg konstatiert wurde, kann als Kontaktwirkung gefaßt werden. Ganz allgemein aber gelten als charakteristische Kennzeichen kontaktmetamorphischer Einwirkung die Garben- und Knotenschiefer. Derartige Bildungen aber sind in unserem „Glimmerschiefergebiet“ gar keine Seltenheit. In einer Grube bei Größensees wurde ein Schieferstück mit ausgezeichneten Hornblendegarben gefunden. Die Vorkommnisse von Großklenau sind bekannt. Die Knotenbildung des Glimmerschiefers von Themenreuth aber ist so deutlich, daß man sie kaum besser finden kann. Es ist auch durchaus zweifellos, daß die hier auftretenden Knoten durch Andalusit gebildet werden. Vielfach ist derselbe freilich durch spätere chemisch-geologische Vorgänge wieder zerstört und zu schuppigen Aggregaten glimmerartiger Mineralien umgewandelt worden, aber oft zeigt er doch auch einen recht guten Erhaltungszustand. Auch die Chiasolithschiefer von Größensees offenbaren eine sehr deutliche Ausprägung. Auf eine Erscheinung aber ist ganz besonders hinzuweisen. „Keine Struktur, schreibt Weinschenk in seinen vergleichenden Studien über Kontaktmetamorphismus S. 453, dürfte so bezeichnend sein für kontaktmetamorphe Gesteine als die bandartige Anordnung der Einschlüsse, welche man nach ihrem gewundenen Verlauf als helizitische Struktur bezeichnen kann“. Die Sillimanitnadeln aber, welche sich in gewundenen Zügen durch den

„Gneis“ von Bergnersreuth ziehen und die Graphitschüppchen, welche in dem „Glimmerschiefer“ von Größensees die ursprüngliche Schichtung noch deutlich anzeigen, können geradezu als typische Beispiele für jene Struktur gelten. Auch die rundliche oder eierförmige Beschaffenheit der kleinen Glimmerblättchen deuten auf Kontakt. Gümbel behauptet allerdings, daß gerundete Formen des Biotits nicht vorkommen. Aber dieselben kommen, wie früher erwähnt wurde, nicht bloß vor, sondern sie sind allgemein verbreitet. Zuweilen findet man völlig kreisrunde Gebilde. Ebenso ist ruinenhafte Endausbildung, löcherige Beschaffenheit und skelettartiges Wachstum, wie man es vielfach in Kontaktgesteinen beobachtet, wie im „Gneis“ so auch im „Glimmerschiefer“, überaus häufig wahrzunehmen. Nimmt man endlich den Reichtum an Einschlüssen in den größeren Mineralindividuen, wie er z. B. in dem Gestein von Themenreuth auftritt, und die unvollkommene kristallographische Umgrenzung der einzelnen Mineralneubildungen hinzu, so hat man ein ausreichendes Beweismaterial für die Richtigkeit der Annahme, daß der „Glimmerschiefer“ dieses Gebietes durch kontaktmetamorphische Einwirkungen seine derzeitige Beschaffenheit erhalten hat.

In etwas geringerem Maße zeigen „Phyllit“, „Quarzphyllit“ und „Lydit“ die kontaktmetamorphosierenden Einflüsse. Aber die letzteren sind auch hier noch deutlich genug, um über die Entstehung dieser Gesteine keinen Zweifel aufkommen zu lassen. Wie weit bei vulkanischen Ereignissen die Injektionen im Nebengestein reichen, zeigen die Steinbrüche in Zirkenreuth mit dem in ihnen auftretenden Material in der deutlichsten Weise. Feinste Äderchen, entsprechend der Entfernung vom Eruptivherd fast ausschließlich nur noch aus Quarzkörnern zusammengesetzt, durchtrüern nach verschiedenen Richtungen diese Vorkommnisse. Eigentliche Knotenbildung konnte in diesen Gesteinen nicht mehr beobachtet werden. Dagegen fanden sich in diesem Gebiet wohl ausgebildete Fleckschiefer. Auch die Kontaktminerale Andalusit und Granat sind hier noch reichlich anzutreffen. Es dürfte somit der Nachweis

erbracht sein, daß die nicht zu den Eruptivbildungen gehörigen Schiefer insgesamt ihre gegenwärtige Erscheinungsform der Kontaktmetamorphose verdanken. Zwei Tatsachen aber sollen dem aufgeführten Beweismaterial noch hinzugefügt werden, um die Kette der Beweisführung zu schließen.

In welchem engen Zusammenhange die Eruptivgesteine unseres Gebietes mit den kristallinen Schiefen der Umgebung stehen, zeigt auch die Stellung der Schieferschichten. Im allgemeinen ist ja die Streichrichtung derselben durch die Direktionslinien des Erzgebirges einerseits und des herzynischen Gebirges im engeren Sinne andererseits bestimmt. Aber in der Nähe der Eruptivbildungen erfahren diese Richtungen allenthalben wesentliche Modifikationen. Sehr instruktiv sind in dieser Beziehung ja die Verhältnisse um den Fahrenberg bei Vohenstrauß. Wie es scheint sind hier die Schiefer rings um das Massiv des Granits dom- oder kuppelförmig aufgerichtet. Auch längs der Begrenzungslinien zwischen Granit- und Schiefergestein von Plößberg bis Neuenhammer ist die Streichrichtung augensichtlich durch den weit nach Süden vorspringenden Ausläufer des Tirschenreuther Waldgranits bedingt. Es ist gar nicht zu verkennen, daß die Schiefer durch die heraufdringenden Eruptivmassen emporgerichtet worden sind. Und als letzter Beweis für den Kontaktmetamorphismus seien die Produkte postvulkanischer Prozesse angeführt, wie sie in unserem Gebiete vielfach vorliegen. In Betracht kommt dabei neben der öfters hervorgehobenen Turmulinneubildung besonders die Serpentinisierung des Peridotits in Floß und Wildenau und die Kaolinisierung des Granits in Tirschenreuth und anderen Orten. Ist jene als Thermalwirkung aufzufassen, so ist diese als das Ergebnis von Gasexhalationen anzusehen, wie sie der vulkanischen Tätigkeit zu folgen pflegen.

Als Gegenbeweis aber kann man unmöglich die weite Ausdehnung der Kontakthöfe anführen. Wenn man auf der geologischen Karte von der Südgrenze des „Gneises“ bei Tirschenreuth eine gerade Linie bis zur Nordgrenze des

„Quarzphyllits“ zieht, so ergibt sich allerdings eine sehr ansehnliche Kontaktzone. Aber bei den obwaltenden Verhältnissen muß eine große Verbreitung der Kontaktwirkungen durchaus begreiflich erscheinen. Das Granitmassiv zwischen Weiden und Tirschenreuth besitzt in Verbindung mit den übrigen Eruptivbildungen dieses Gebietes einen nicht unbeträchtlichen Umfang. Die weitgehende Verästelung der zahlreichen Gangverzweigungen, ohne jede Spur einer glasigen Erstarrung, läßt auf eine starke Erwärmung des Nebengesteins und damit auf einen hohen Hitzegrad des Magmas zur Zeit der Injektion schließen. Die Fülle bor- und fluorhaltiger Substanzen innerhalb der Schiefer deutet auf einen erheblichen Reichtum an mineralbildenden Agenzien in der Mutterlauge. Das ursprüngliche Gesteinssubstrat, als feinkörniger, dünnschieferiger Tonschiefer ohnehin hochgradig umbildungsfähig, mußte infolge von Stauungen und Druckwirkungen, wie sie in der Fältelung so anschaulich zum Ausdruck gelangten, den agents minéralisateurs bequeme Wege zur Ausbreitung bieten. Und über dies alles ist die Eruptivmasse unter Tag offenbar noch viel weiter ausgedehnt als über Tag. Unter diesen Umständen mußte anlässlich der Granitintrusion innerhalb des Schiefermaterials eine weitreichende Molekularbeweglichkeit und eine ausgedehnte Umkristallisation des stofflichen Bestandes herbeigeführt werden. Die Größe der Kontakthöfe, die auf den ersten Blick überraschen könnte, scheint bei näherer Betrachtung der Verhältnisse ganz normal.

Es muß somit der Beweis als erbracht gelten, daß die Eruptivgebilde und ihre kristalline Umgebung innerhalb des untersuchten Gebietes in engster Wechselbeziehung zueinander stehen. Die kristallin entwickelten Schiefer verdanken ihre gegenwärtige Erscheinungsform dem erumpierenden Granitmagma. Ja sogar ihr stofflicher Bestand führt sich zum nicht geringen Teil auf die Eruptivgesteinsmasse zurück. Gewiß war das Material der sedimentierten Schichten durch die Verwitterung und Zersetzung präexistierender Gesteine geliefert worden. Aber zu demselben kamen bei der Intrusion der Tiefengesteine

neue Stoffmassen hinzu. Alle die ungezählten Aplite, Granulite und Pegmatite, welche die Schiefer in der mannigfachsten Weise durchsetzen, sind nur Ausläufer von dem Hauptgestein der Eruptivmasse. Ja selbst die Quarz-Feldspat-Aggregate der Gneisschichten müssen als Abzweigungen derselben betrachtet werden. Der Vorgang aber, welcher diese innigen Beziehungen hergestellt hat, ist nichts anderes als der Kontaktmetamorphismus. Gümbel erklärt allerdings: „Für unser gesamtes Gebiet liegt keine einzige Tatsache vor, welche einer Entstehung des einen oder anderen Gesteines durch metamorphische Prozesse feueriger oder wässriger Art das Wort redete. Alle Erscheinungen des Überganges dieser Gesteine nach Grenzlinien, welche mit ihrer Lagerung aufs innigste in Übereinstimmung stehen, ihre stets normale Verbindung und ihre Mineralbeschaffenheit selbst machen es mehr als wahrscheinlich, daß wenigstens Urtonschiefer, Glimmerschiefer und die dem letzteren zunächst untergebreiteten Gneisschichten unseres Gebirges, ursprünglich nur verschiedenalterige Bildungen, vergleichsweise analog den drei großen Gruppen der postkarbonischen, devonischen und silurischen Tonschieferformationen, vorstellen, welche, vielleicht durch weit größere Bildungszeiträume auseinanderstehend, als die Glieder der genannten drei Übergangsformationen, unter ähnlichen Bedingungen, aber bei etwas geänderten Bildungsmaterial und geminderter Energie der Kristallisation nach und nach entstanden. Nur bei dieser Annahme lassen sich die konstanten Übergänge der verschiedenen Urgebirgsschiefer längs ihrer Begrenzungsrichtung, nur so die Gleichartigkeit und Ähnlichkeit des Gefüges, nur so endlich die Differenz in Beziehung auf Beimengungen von Mineralien, auf Nuancen im Gefüge und Mischung der wesentlichen Gemengteile, welche in gleichen Schichten, stets in gleicher Weise wiederkehren, erklären und verstehen.“ Aber in Wirklichkeit sind sehr viele Tatsachen vorhanden, welche insgesamt auf die Berührung der Schiefer mit schmelzflüssigem Material als Agens für die molekulare Umlagerung hinweisen.

Daß zwischen den einzelnen Gesteinstypen in der mannig-

mannigfachsten Weise durch Zwischenformen und Übergangsglieder vermittelt wird, bedarf kaum der Erwähnung. Wenn aber im großen und ganzen der „Glimmerschiefer“ von „Gneis“ unterteuft und von „Phyllit“ überlagert wird, so daß jene auch sonst oft beobachtete gesetzmäßige Reihenfolge der Schiefer zustande kommt, so hat dies einfach in der Tatsache seinen Grund, daß die Intensität der kontaktmetamorphischen Umwandlung der Entfernung vom vulkanischen Herd proportional ist. Das Schiefermaterial ist natürlich im Laufe von mehr oder minder großen Zeiträumen allmählich zum Absatz gelangt. Seine kristalline Entwicklung aber ist wie durch einen Akt so auch zu einer Zeit in Vollzug gesetzt worden. Wenn Gümbel die „kristallinen Schiefer“ als das zuerst Festgewordene bezeichnet, so ist das mit Beziehung auf den Granit unzweifelhaft richtig. Nicht notwendig aber ist es, für deren Sedimentation andere Bedingungen anzunehmen, als die, welche der gegenwärtigen Erfahrung zugänglich sind. Rosenbusch, welcher anfänglich Dynamometamorphose und Kontaktmetamorphose als die wirksamen Faktoren bei der Neuordnung des Bestandes normaler Sedimente nennt, teilt im weiteren Verlauf seiner Darstellung der ersteren die Hauptrolle für die Lösung des Problems zu. In unserem Gebiete aber konvergieren bei der Untersuchung der genetischen Beziehungen alle Linien nach einem Punkte hin; und dieser Punkt heißt Kontaktmetamorphismus.
